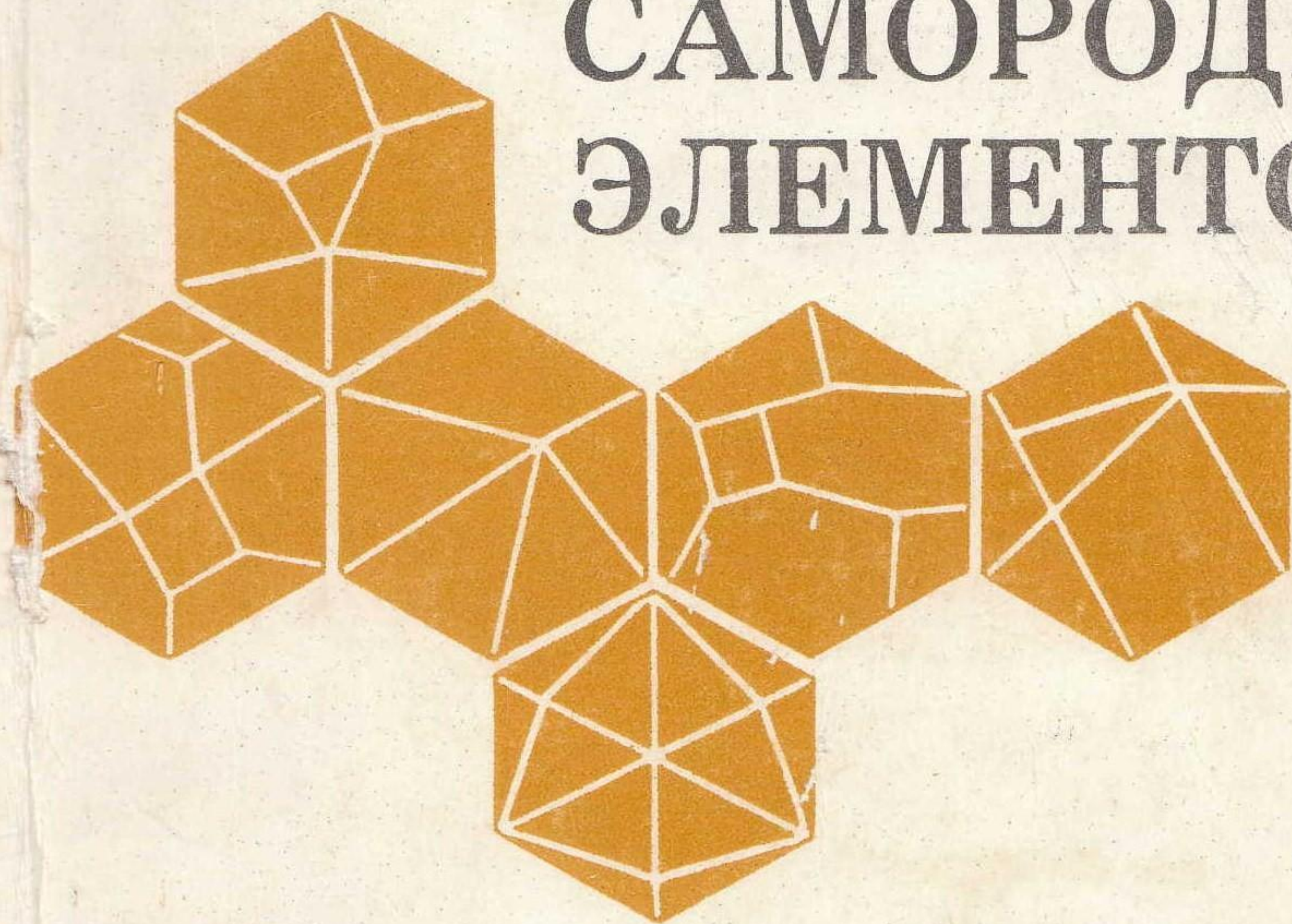


МИНЕРАЛОГИЯ САМОРОДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ



Владивосток 1980

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

МИНЕРАЛОГИЯ
САМОРОДНЫХ
ЭЛЕМЕНТОВ

ВЛАДИВОСТОК
1980

УДК 549.283

Минералогия самородных элементов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. с. 151.

Основой статей сборника послужили доклады, заслушанные на симпозиуме по минералогии и геохимии золота, проведенном в 1974 г. в г. Владивостоке по инициативе Всесоюзного минералогического общества, институтов АН СССР и Министерства геологии СССР. В сборнике рассмотрены общие вопросы минералогии золота и серебра, их типоморфные особенности и минеральные парагенезисы, выявленные и изученные в последние годы на примерах отдельных месторождений и рудных районов. Большой фактический материал и оригинальные выводы, относящиеся к генезису самородных элементов, расширяют представления об их поведении в эндогенных условиях и могут быть использованы при поисках и разведке месторождений этих металлов.

Издано по решению
Редакционно-издательского совета
Дальневосточного научного центра АН СССР

Ответственные редакторы:
д. г.-м.н. Н. В. Петровская,
к. г.-м.н. И. И. Фатьянов

М 20805—360
055 (02) 6—80

© ДВНЦ АН СССР, 1980

Н. В. Петровская

СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ МИНЕРАЛОГИИ ЗОЛОТА

Для современного этапа работ, посвященных месторождениям золота, характерно резкое возрастание роли минералогических и геохимических исследований, длительное время уступавших разработке геолого-тектонических вопросов. Растет внимание к ним не только ученых, но и работников поисковых и разведочных партий. Это особенно отрадно констатировать первым советским исследователям золота и в их числе автору настоящей статьи, ратовавшему за развитие таких направлений.

С признанием значения минералого-геохимических исследований повышается и требовательность к их результатам. В связи с этим актуальным является критический анализ состояния и обсуждение путей развития этих исследований.

Объемы работ по золоту увеличиваются по экспоненте. Если 30—40 лет назад они были единичными, то сейчас плодотворные исследования по минералогии и геохимии золота проводятся многими коллективами институтов Москвы, Новосибирска, Ташкента, Владивостока, Магадана и других городов. Следует лишь отметить, что они не всегда четко планируются, а их полная координация все еще остается задачей будущего.

При обилии накапливаемых материалов наблюдений попытки их обобщения пока еще немногочисленны. Освоение отдельных вопросов минералогии золота нередко базируется на результатах частных исследований без достаточного использования опыта предшествующих работ. Каждому исследователю золота необходимо с благодарностью помнить о том, что основы знаний о природном золоте были заложены трудами И. Авдеева, В. И. Вернадского, Е. Дана, Дж. Макларена, В. А. Обручева, Г. Розе, А. Е. Ферсмана, П. К. Яворского и других ученых. Ссылки на их материалы в публикациях неоправданно редки. Этим не только нарушаются законы научной этики, но и обедняются сами возможности раскрытия природы характеризуемых признаков и явлений.

Применение методических разработок, особенно методов атомно-абсорбционных, рентгеноспектральных (электронного зонда), микрохимических, электронно-микроскопических, открывает невиданные ранее возможности изучения закономерностей распределения золота в породах и минералах, выявления новых особенностей состава и строения его частиц, исследования релик-

тов минералообразующих сред и т. д. Вместе с тем нельзя не отметить, что в ряде случаев появляется опасность поспешной интерпретации данных без достаточного учета специфики указанных методов. Это относится к трактовке концентрационных кривых, полученных при помощи электронного зонда, диагностике ультрамелких частиц золота по репликам и т. д. Отмеченные недостатки постепенно устраняются, и эффективность изучения золота при помощи упомянутых методов из года в год возрастает.

Исследование минеральных ассоциаций продолжает оставаться важнейшей задачей при изучении золоторудных месторождений, их типов и формаций. Ценные материалы получены Ш. О. Амиряном, М. Г. Андреевой, Р. П. Бадаловой, Г. Н. Гамяниным, М. И. Моисеевой, В. И. Найбородиным, А. В. Некрасовой, М. С. Сахаровой, Д. А. Тимофеевским и другими советскими исследователями. В этой же области продолжает работать автор настоящей статьи. Некогда выдвинутые нами идеи типизации минеральных ассоциаций при выделении среди них наиболее тесно связанных с золотом (продуктивных) получают новое развитие. Распознавание и картирование участков распространения таких ассоциаций становится одним из ведущих путей промышленной оценки рудных полей. Положение о роли одностадийных продуктивных минеральных комплексов как классификационных показателей принято многими учеными за основу систематики золоторудных месторождений, хотя многое здесь еще требует уточнений. Получает конкретное воплощение и мысль о закономерных различиях состава минеральных ассоциаций, зависящих от геохимической специфики регионов, черты которой наследуются различными золоторудными формациями.

В ряд важнейших новых данных следует поставить детальные минералотермометрические характеристики минеральных ассоциаций, показавшие близость температурных условий образований главных парагенезисов золота. Доказана более значительная, чем это представлялось ранее, роль первых продуктивных минеральных ассоциаций.

Характеристика ассоциаций минералов базируется на больших эмпирических материалах. Желательно, чтобы при их обобщении шире использовались теоретические основы и современные методы парагенетического анализа. Особенно важны задачи исследований устойчивости парагенезисов золота и их закономерной смены во времени другими ассоциациями. Современные публикации все еще носят описательный формальный характер, ограничиваются перечнями минеральных компонентов ассоциаций без обоснования их возрастных соотношений, без выводов о минеральных равновесиях или их нарушениях. Следует иметь в виду, что признаки сонахождения минералов, даже постоянных, не могут интерпретироваться однозначно как показатель

парагенезисов. Декларативность и упрощенность суждений встречаются и при характеристиках генераций золота.

Устранение этих недостатков — необходимое условие прогресса в знаниях о природе ассоциаций золота с другими минералами, а следовательно, правильного использования таких ассоциаций как показателей перспектив рудных тел.

К числу важнейших мы относим проблему типоморфизма золота, выдвинутую в последние годы в ИГЕМ АН СССР и в настоящее время активно разрабатываемую коллективами ряда организаций.

Первые систематизации по морфологии золотин и самородков, предложенные П. К. Яворским, затем нами с А. И. Фаста-ловичем, позднее уточненные Л. А. Николаевой, уже устаревают. В последующие годы мы убедились в конвергентности многих форм, что ранее не учитывалось. В частности, кристаллы золота возникают как при свободном, так и при метасоматическом росте, в процессах сокристаллизации или собирательной перекристаллизации вещества. Новое освещение получила природа вытянутых нитевидных и проволочных форм, которые нами трактуются как переходные к дендритному росту. Предложена новая систематизация выделений золота, как нам кажется, более строгая.

Результаты исследования поверхности золотых скульптур позволили судить о синкристаллизационных деформациях, полицентрическом росте золотин и самородков и т. д. Подобные исследования необходимо проводить при изучении морфологии как рудного, так и россыпного золота.

Кристаллография золота мало пополняется новыми данными. Можно отметить лишь отдельные интересные описания гранных его форм, опубликованные И. И. Шафрановским, Г. П. Воларовичем, Г. Ю. Григорчуком, Р. А. Амосовым. Внимание к этим вопросам явно недостаточное: эксперименты по выращиванию кристаллов золота пока лишь единичны (работы А. Лэнга, И. Бужора, Г. Ро и А. Робено).

Электронная микроскопия позволила нам обосновать вывод о тонкодисперсных вкраплениях золота как ультрамелких кристалликах и их сростках. Однако формы вкраплений лишь начинают изучаться. К сожалению, приходится признать, что к такому изучению исследователи нередко подходят упрощенно и произвольно относят к золоту любые мельчайшие округлые включения в минералах (работы А. А. Иванова по Уралу). Необходим контроль определений при помощи микродифракции или предложенные нами и К. Е. Фроловой способы избирательного травления минералов.

Недостаточен прогресс в области изучения структур и субструктур выделений золота. Во многих публикациях приводятся лишь общие описания зернистости, зональности и двойниковых структур (известных еще с прошлого века по работам Т. Эг-

глстона), закономерностей нарастания зерен на стенки полостей и влияние размеров последних на величины индивидов золота (выявленные более 30 лет назад нами и А. И. Фасталовичем).

Есть основания полагать, что эндогенные выделения золота переживали неоднократную перекристаллизацию, однако в каждом конкретном случае такой вывод требует тщательной аргументации. Необходимы поиски критериев распознавания преобразованных структур. Следует продолжать опыты по перекристаллизации золота, ранее проводившиеся учениками О. Е. Звягинцева, а в последние годы — М. С. Сахаровой. Заслуживают внимания новые данные о структурах дезинтеграции золотин, полученные В. Г. Моисеенко и подтвержденные Н. А. Калиткиной.

Типоморфное значение эндогенных структур золотин и самородков лишь начинает отмечаться. Нужны систематические сравнительные исследования с целью установления зависимости этих структур от условий формирования и последующих преобразований руд.

Богатый материал может быть получен при сопоставлении эндогенных структур и их экзогенных изменений. Недостаточное внимание к этой задаче — одна из причин переоценки значения гипергенного обогащения месторождений, имеющей далеко идущие практические последствия. После исследований С. Фишера, В. И. Поликарповой, наших с А. И. Фасталовичем накоплен большой материал описаний высокопробных кайм и прожилков в золотилах из зон окисления и россыпей многих районов. С. В. Яблоковой выявлены околопрожилковые зоны золота промежуточного состава. Л. А. Николаевой установлены признаки повторных деформаций высокопробных кайм и подтверждена ранее намеченная нами и А. П. Переляевым зависимость мощности таких кайм от возраста и типа россыпей. Этот путь изучения россыпного золота весьма перспективен.

Новое освещение получают в последнее время особенности субструктур самородного золота, замеченные в 30-х гг. А. И. Педашенко и В. И. Поликарповой. Работами группы ИГЕМ доказана «слоистость» индивидов золота, с которой связаны плоские дефекты упаковки в его структуре; обнаружена его тонкая мозаичность, наличие межблоковых обособлений, обогащенных или обедненных примесями в зависимости от развития диффузионных явлений. Желательно расширение фронта подобных работ при широком использовании методов электронной микроскопии.

Широкую область взаимосвязанных вопросов представляют неоднородность выделений золота, особенности его состава и общие положения его кристаллохимии. Генетическое толкование, хотя еще во многом противоречивое, получает пробность золота. Известно мнение о зависимости пробности от температуры и состава растворов; по

нашему заключению, на вхождение серебра в кристаллическую структуру золота наиболее существенно влиял окислительный потенциал среды минералообразования. Вопрос требует дальнейшей разработки.

Подтверждается вывод, обоснованный в 40-х гг. Г. Уорреном и Р. Томпсоном и позднее нами, о малых примесях в золоте как индикаторах региональной геохимической специфики. О формах нахождения таких примесей высказываются лишь более или менее обоснованные предположения. Вероятны связи этих форм с дефектами структуры золота.

По-новому оценивается неоднородность выделений золота. Длительное время исследователи ограничивались описанием зональности его индивидов, отмечая ее главным образом у низкопробного золота. Теперь известен целый ряд неоднородностей, как синкристаллизационных, так и возникавших при последующих изменениях минерала. Их выявление и исследование позволили нам поставить вопросы о наличии структур распада метастабильных золото-серебряных твердых растворов и о существовании интерметаллических соединений $Au-Ag$ при стехиометрических соотношениях этих металлов. Упоминания о «двухфазном золоте» нередко встречаются в литературе, но они обычно базируются на микроскопических наблюдениях, данные которых не всегда убедительно трактуются. Только электронная микроскопия и результаты изучения некоторых физических свойств золота (эффект Холла) создают необходимую научную основу выводов.

Исследования физических свойств природного золота пока еще весьма ограничены, хотя золото-серебряные сплавы в этом плане детально изучены. Более других освещены оптические свойства самородного золота, зависящие от его состава (работы И. А. Островского и др.), а также его твердость (исследования Р. П. Бадаловой и др.). Зависимость твердости золота от его состава более сложна, чем это представлялось ранее, и описывается многомодальной кривой (исследования автора и М. И. Новгородовой); сказывается влияние деформации минерала и последующей его рекристаллизации, что согласуется с общими положениями металловедения.

Электрические свойства природного золота практически не изучены, если не считать определений термоэлектродвижущей силы, пока еще немногочисленных.

Включения в золоте еще мало исследованы, их характеристики нередко ограничиваются перечнем названий минералов. По-видимому, информативность признаков включений недооценивается. Наши наблюдения, выявившие сильнейшую коррозию включений кварца в золоте и отсутствие коррозии включений карбоната, дают возможность судить по этим признакам о щелочности растворов и о степени равновесности ассоциаций золота и его спутников.

Наличие существенно газовых включений в золоте установлено в 50-х гг. Л. А. Николаевой. Совместно с нею и М. М. Элинсон мы охарактеризовали состав газов (в основном CO_2) и высказали суждения об их генезисе. Отсутствие методов изучения содержимого мелких вакуолей затрудняло дальнейшие работы. Лишь в последнее время твердые осадки в них стали изучаться в ИГЕМ и ДВГИ. Значение таких работ для расшифровки условий кристаллизации золота очевидно.

При трактовке вопросов генезиса золотых руд и самородного золота намечаются тенденции отказа от упрощенных представлений о простом отложении минералов из последовательных порций растворов. Доказано, что наряду с таким отложением протекали процессы перегруппировки вещества и что концентрация позднего, наиболее «богатого» золота часто являлась следствием этих процессов. Эти идеи, разрабатываемые рядом исследователей, в их числе автором, требуют дальнейшего развития. Следует лишь предостеречь от поспешного их применения при изучении конкретных месторождений. Иногда подтверждение выводов фактическими данными заменяется ссылками на возможность предполагаемых явлений, что не отвечает требованиям научной аргументации.

Интересная и важная задача дальнейших работ — уточнение влияния эндогенной перегруппировки вещества на зональность оруденения, формирование рудных столбов, укрупнение золота, изменение состава. Работы Л. В. Фирсова, В. Г. Моисеенко и других исследователей показали существенное влияние в рассматриваемом плане пострудных термических воздействий. Задачей дальнейших работ остается выяснение масштабов перемещений золота при таких воздействиях, а также в условиях общего метаморфизма золотоносных пород. Существующие представления о метаморфогенных способах создания промышленных концентраций золота все еще недостаточно обоснованы.

Наши знания об условиях переноса и осаждения золота далеко не полны. Общее признание получила идея хлоридных, или сернистых комплексов, однако она во многом требует уточнения. Вероятно, формы переноса и осаждения золота были неодинаковыми на разных глубинах, так как испытывали влияние окислительно-восстановительного режима минералообразования, перепадов температур и т. д. Необходимы поиски минералогических показателей таких условий, расширение масштабов экспериментальных работ, более широкое использование положений общей теории растворов и т. д.

Следует продолжить лабораторные работы по исследованию электрических явлений, влияющих на кристаллизацию золота, начатые группой М. С. Сахаровой, а также эксперименты по сокристаллизации золота и сульфидов, золота и кремнезема.

К числу важнейших, еще не решенных вопросов минералогии

золота относятся формы его нахождения в сульфидах и генезис самородков. Решение зависит от получения новых данных. Многократное обсуждение известных материалов по распределению золота в минералах или в продуктах их окисления не приводит к ожидаемым результатам. Важно тщательно анализировать данные электронной микроскопии, обнаруживающие субмикронные золотины в сульфидах, рентгеновского анализа, выявляющие зависимость параметров решетки минералов от примесей золота и т. д. Необходимо также систематическое изучение самородков и особенно включений в них.

Настоящий обзор убедительно показывает существенные достижения в области минералогии золота. Вместе с тем мы сознательно акцентировали внимание на некоторых недостатках наших работ, полагая, что их устранение станет условием для плодотворного развития минералогии золота. Дальнейшие работы важно ориентировать на выяснение кардинальных вопросов типоморфизма золота, эндогенных и экзогенных условий его концентрации, причем в таких аспектах, которые позволят уточнить и пополнить минералогические критерии для поисков и разведок месторождений золота.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА

Н. В. Петровская, М. И. Новгородова, К. Е. Фролова

О ПРИРОДЕ СТРУКТУР И СУБСТРУКТУР ЭНДОГЕННЫХ ВЫДЕЛЕНИЙ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА

Материалы исследований структур и субструктур эндогенных выделений золота, важные для понимания условий образования и последующего преобразования золотых руд, пополняются сравнительно медленно. Это объясняется как специфическими сложностями приготовления минераграфических препаратов золота, так и недостаточностью традиционных методов их травления.

Достаточно хорошо изучены лишь отдельные элементы структуры и состава самородного золота в конкретных регионах (работы Ван-Дервила, М. С. Фишера, Н. В. Петровской, А. И. Фасталовича, Л. А. Николаевой, Р. П. Бадаловой и др.), однако причины разнообразия особенностей структур и субструктур самородного золота выяснены еще далеко не полностью. Лишь в последнее десятилетие благодаря развитию новых методов исследования получены результаты, не только уточняющие прежние представления о структурах самородного золота, но и принципиально новые.

В процессе исследований типоморфизма золота нами предпринята попытка расширить комплекс реагентов, выявляющих структуры и субструктуры золота. Опробован ряд минеральных и карбоновых кислот: соляная, серная, азотная, фтористоводородная, ортофосфорная, уксусная, щавелевая, лимонная. В качестве растворителей для травящего компонента использовалась вода и вода в смеси с глицерином. Последний, значительно отличаясь от воды диэлектрической проницаемостью и дипольным моментом, изменяет степень диссоциации кислот, что влияет на скорость травления (Предводителев, Попкова, 1965).

Для растворения золота в реагенте создавалась необходимая концентрация водородных ионов ($pH=1-2$). Торможение процесса растворения осуществлялось с помощью хемосорбции и физической адсорбции различных поверхностно-активных веществ на дефектах исследуемой поверхности. Для этой цели наиболее подходящей оказалась тиомочевина, являющаяся инги-

битором коррозии. Во всех случаях наблюдалось ожидаемое замедление скорости травления, увеличение глубины образующихся ямок и улучшение их огранки. Небольшие концентрации тиомочевины резко снижали скорость травления, а при больших концентрациях пассивация поверхности оказывалась настолько сильной, что ямки травления образовывались с трудом. Возможности использования новых реагентов при травлении золота различной пробы иллюстрируются рис. 1. При интерпретации

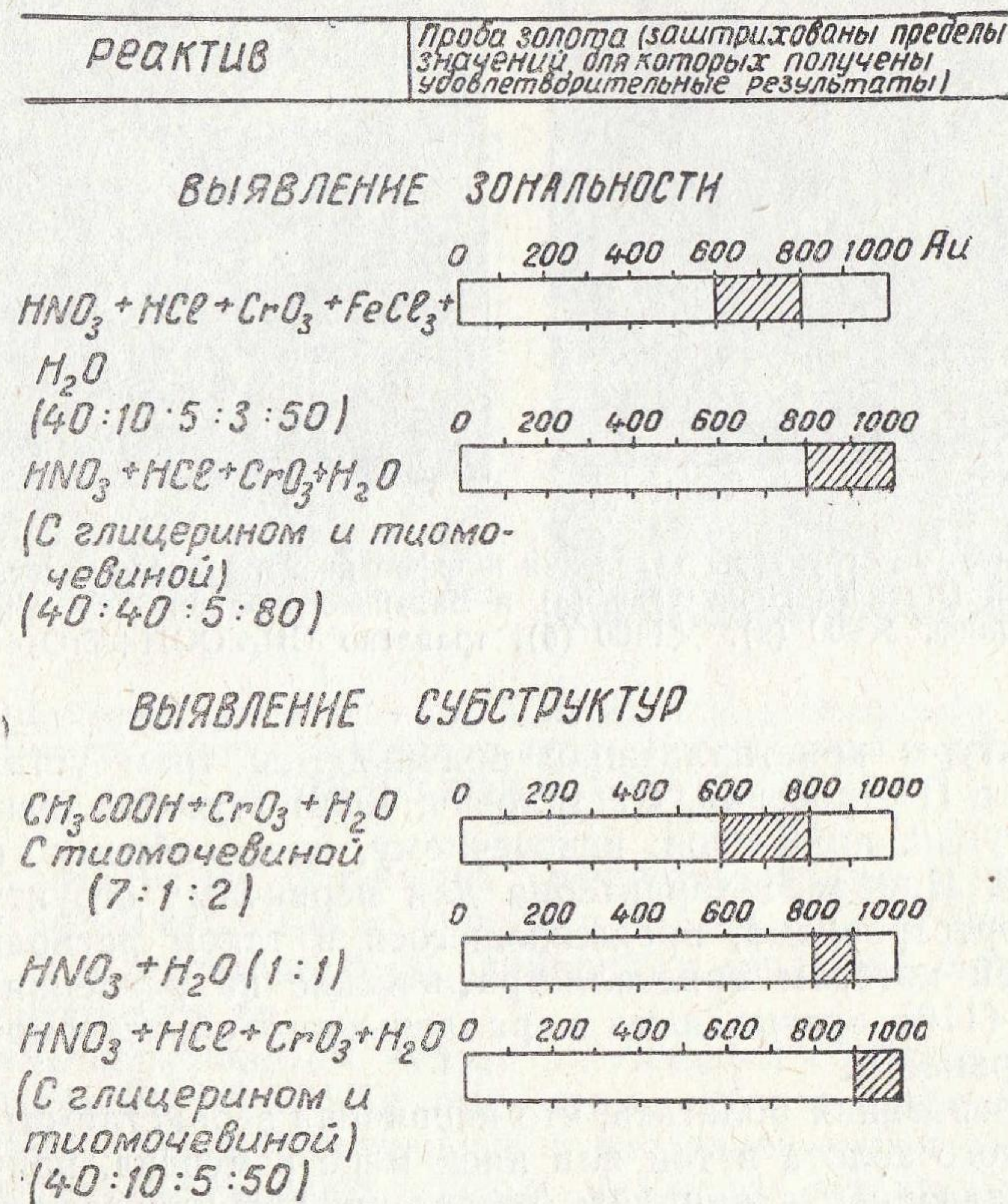


Рис. 1. Пределы действия новых реагентов при травлении золота различной пробы

выявленных структур учитывалась вероятность появления ложных эффектов травления, наиболее часто возникающих при употреблении травителя в сочетании с уксусной кислотой (рис. 2 а, б).

Неожиданным оказалось получение удовлетворительных результатов при длительном (3 сут) воздействии азотной кислоты на высокопробное золото. Ранее этот реагент использовался лишь при кратковременном травлении низкопробного золота. При увеличении времени травления поверхность среза золоти-

ны покрывалась толстой пленкой солей серебра, маскирующих элементы структуры.

Полученные данные и обобщение опыта предшествующих работ позволяют обосновать положение о гетерогенности структур агрегатов эндогенного золота и существовании типов этих структур, созданных в процессе кристаллизации и в эпикристаллизационное время.

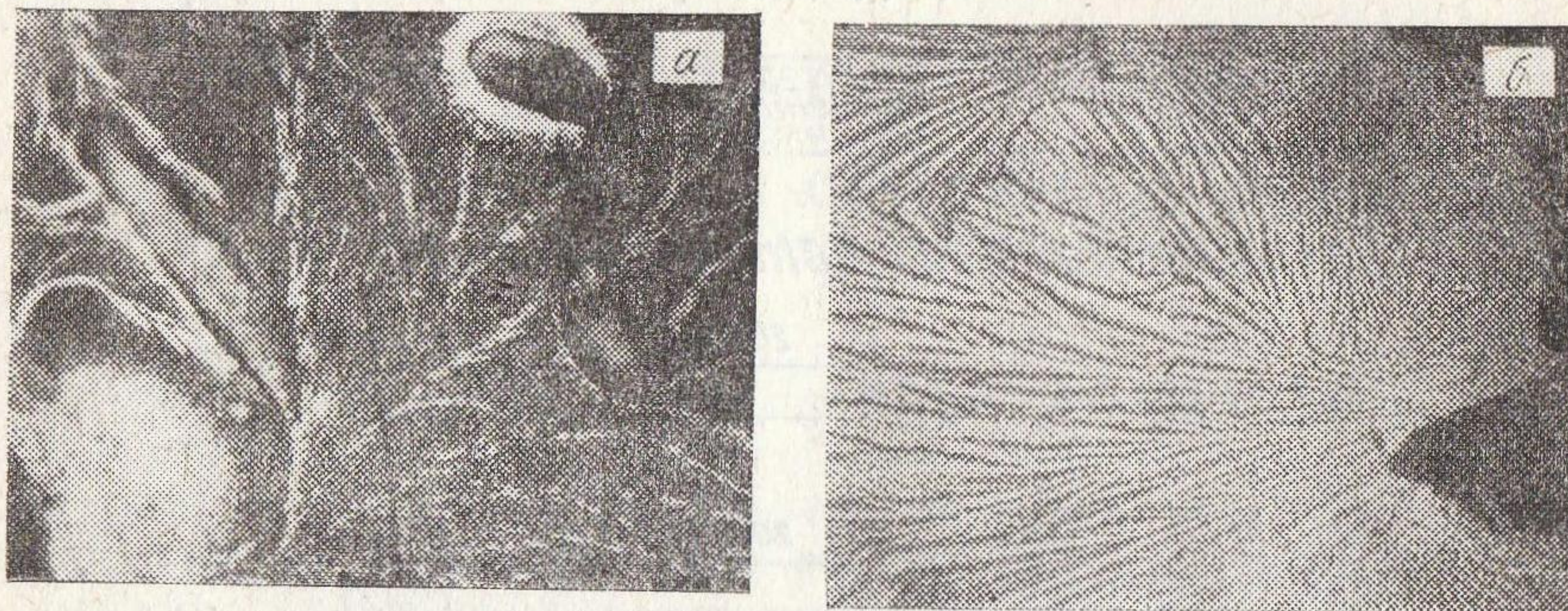


Рис. 2. Ложные структуры травления шлифов низкопробного золота из месторождений Нижнего Приамурья (а) и Балейского района (б). Полированный шлиф, $\times 900$ (а), $\times 1400$ (б), травлено $\text{CH}_3\text{COOH} + \text{CrO}_3 + \text{H}_2\text{O}$

Структуры кристаллизации подчиняются трем установленным ранее (Петровская, Фасталович, 1952) законам расположения растущих индивидов: цепочечному, однослойному и двухслойному. Наиболее характерна для первичных структур тенденция ортотропизма, проявляющегося в таком расположении зерен, при котором кристаллографические направления (111), (100) и (110) оказываются параллельными обрастаемой золотом поверхности.

Есть основания полагать, что первичная зернистая структура самородного золота в той или иной мере изменена, причем перекристаллизация начиналась до завершения процесса отложения золота и впоследствии неоднократно повторялась. Доказательствами служат признаки частичного растворения и роста одних кристаллов за счет вещества других с изменением размеров и форм зерен в агрегатах. Механизм переноса вещества от кристалла к кристаллу может быть связан как с объемной диффузией металлов, так и с миграцией их в газовых и водно-газовых растворах по межблоковым и межзерновым границам. Учитывая экспериментальные и расчетные данные (Buckley, 1951), можно считать, что перекристаллизация стимулировалась периодическими колебаниями любых параметров процесса, влиявших на растворимость золота: температуры, давления, состава растворов, их кислотности и окислительно-восстановительного по-

тенциала. Признаки структур, созданных при перекристаллизации, следующие: резкая несоразмерность величины зерен при отсутствии тенденции ортотропизма в их расположении; включения мелких реликтовых зерен внутри крупных; развитие двойников прорастания. При изучении границ двойниковых индивидов вдоль двойникового шва обнаруживается тончайший слой, в котором ориентировка слоев роста занимает положение, промежуточное между ориентировкой таких слоев в соседних двойниковых индивидах (рис. 3 а, б).

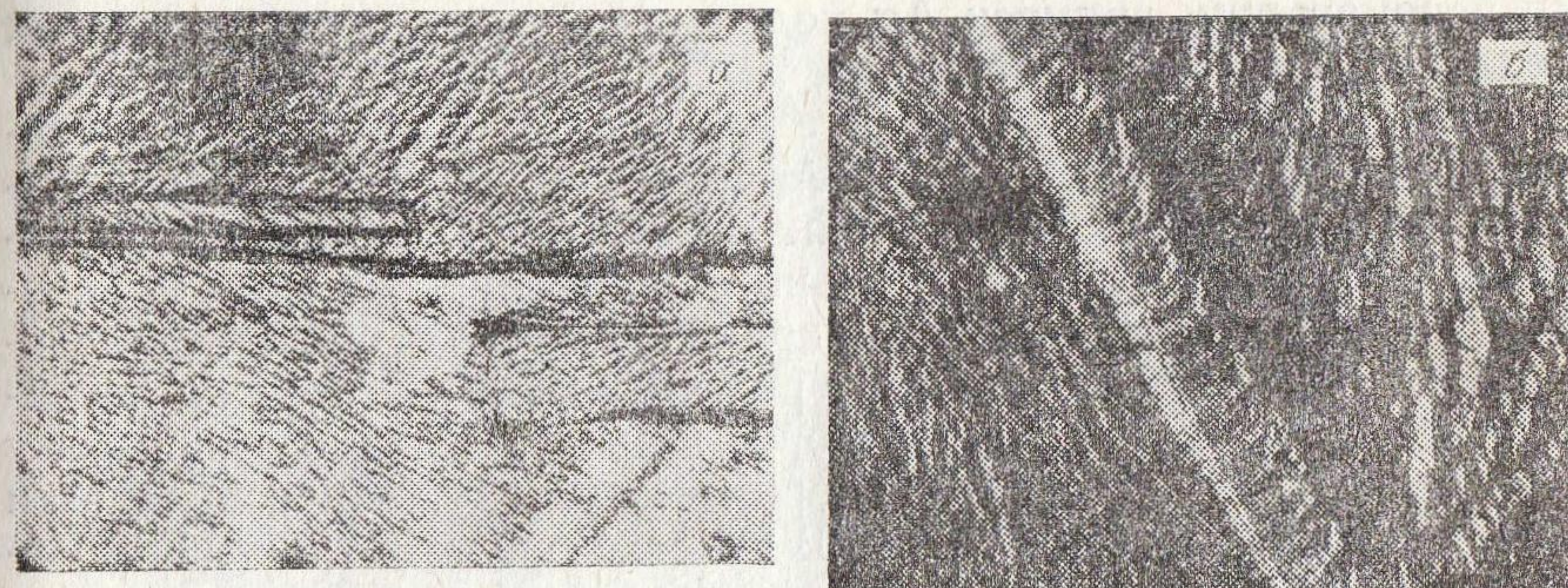


Рис. 3. Двойники прорастания (а) и морфология двойникового шва (б) в золоте из месторождения Енисейского края. Полированный шлиф, $\times 400$ (а), $\times 1400$ (б), травлен $\text{HNO}_3 + \text{H}_2\text{O}$

Мелкозернистые структуры рекристаллизации проявляют связи с деформационными линиями скольжения, тонкими изогнутыми полисинтетическими двойниками давления, структурами развальцевания и др.

Зональность золотин, связанная главным образом с изменением содержания в них Ag, выражена наиболее отчетливо у низкопробного золота. Полученные в последнее время результаты локальных рентгеноспектральных анализов свидетельствуют о зональном распределении примеси Ag и в золоте высокой пробы. В нем содержание Ag в краевых частях отличается от такового в центре зерен на 2—2,6%, тогда как в низкопробном золоте эти расхождения достигают 10—15%.

Зональность зерен золота, как и структура его агрегатов, создавалась в процессе роста и при эпикристаллизационных преобразованиях. Зональность роста обусловлена ритмично развивавшимся поглощением примесей из раствора; обычно она подчиняется кристаллографическим зонам в индивидах золота. Эпикристаллизационная зональность — следствие диффузионных явлений, развитие которых стимулировалось изменениями физико-химических параметров среды минералообразования на поздних стадиях процесса или при наложенном метаморфизме.

К физико-химическим условиям, наиболее активно влияющим на перераспределение примеси Ag, относятся температура и окислительно-восстановительный потенциал, тесно связанный с кислотностью-щелочностью среды.

Одним из признаков эпикристаллизационной зональности может служить асимметричное расположение высокосеребристых зон, выявленное при помощи электронного микрозонда в золотинах из руд месторождений Забайкалья, Якутии, Восточных районов СССР. Такие асимметричные оторочки, по-видимому, возникли в результате послекристаллизационного диффузионного перемещения примеси Ag под воздействием направленных тепловых потоков (Петровская, 1973).

Выводы о влиянии окислительно-восстановительного потенциала на диффузию примеси Ag в самородном золоте базируются на следующих положениях. Известно, что золото по сравнению с Ag обладает аномально высоким потенциалом ионизации в силу низкого эффекта экранизации связи внешнего электрона с ядром; повышение E_h растворов сказывается на устойчивости Au—Ag твердых растворов и приводит к диффузионному перераспределению Ag. Примером могут служить особенности золотин в колчеданных рудах. В участках распространения поздней барит-галенит-сфалеритовой ассоциации, образованной в условиях слабощелочных растворов с высоким окислительно-восстановительным потенциалом среды, золотины обладают относительно широкими высокосеребристыми оторочками (30—50 мк), сменяющимися пленками аргентита, вероятно, вследствие гипогенного окисления.

Нечеткая размытая зональность в совокупности с межзерновыми высокопробными и низкопробными обособлениями (рис. 4)



Рис. 4. Эпикристаллизационная зональность в низкопробном золоте из месторождения Бухтянка. Полированный шлиф, $\times 900$, травлено $\text{HNO}_3 + \text{HCl} + \text{CrO}_3 + \text{FeCl}_3 + \text{H}_2\text{O}$

характерна для низкопробного золота из рудопроявления Бухтянка (Нижнее Приамурье) и, видимо, также создавалась в результате эпикристаллизационных явлений.

Мозаичность индивидов самородного золота — один из важнейших элементов их строения. Она ранее лишь предполагалась некоторыми исследователями (Д. Соколовым, В. И. Вернадским и др.) и была достоверно установлена группой ИГЕМ АН СССР в результате электронно-микроскопических исследований. Границы блоков имеют дислокационный характер и фиксируются скоплениями примесей. В ряде случаев блоки обнаруживают четкие кристаллографические очертания, близкие к октаэдрическим или кубическим (рис. 5). Мозаичность устанавливается

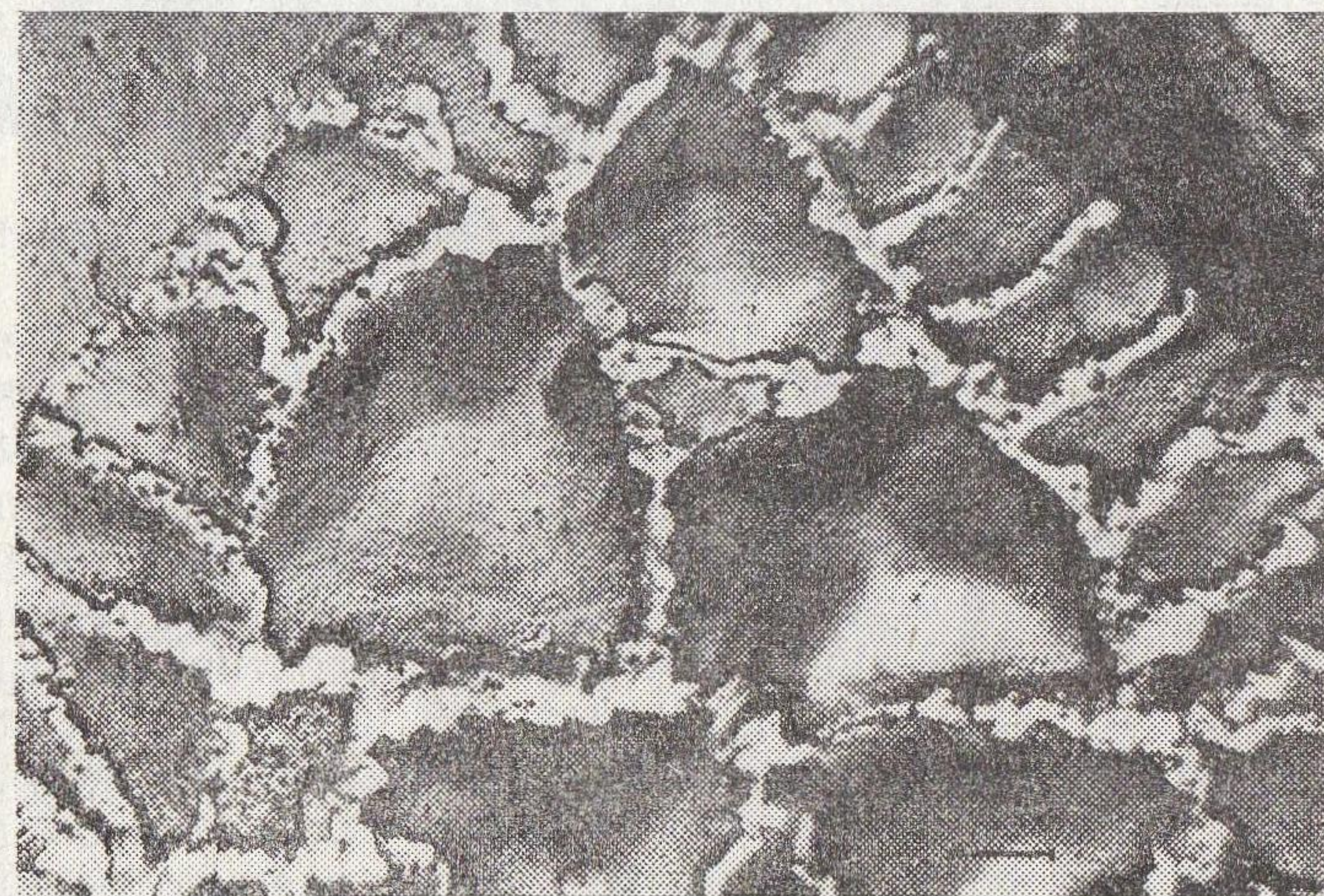
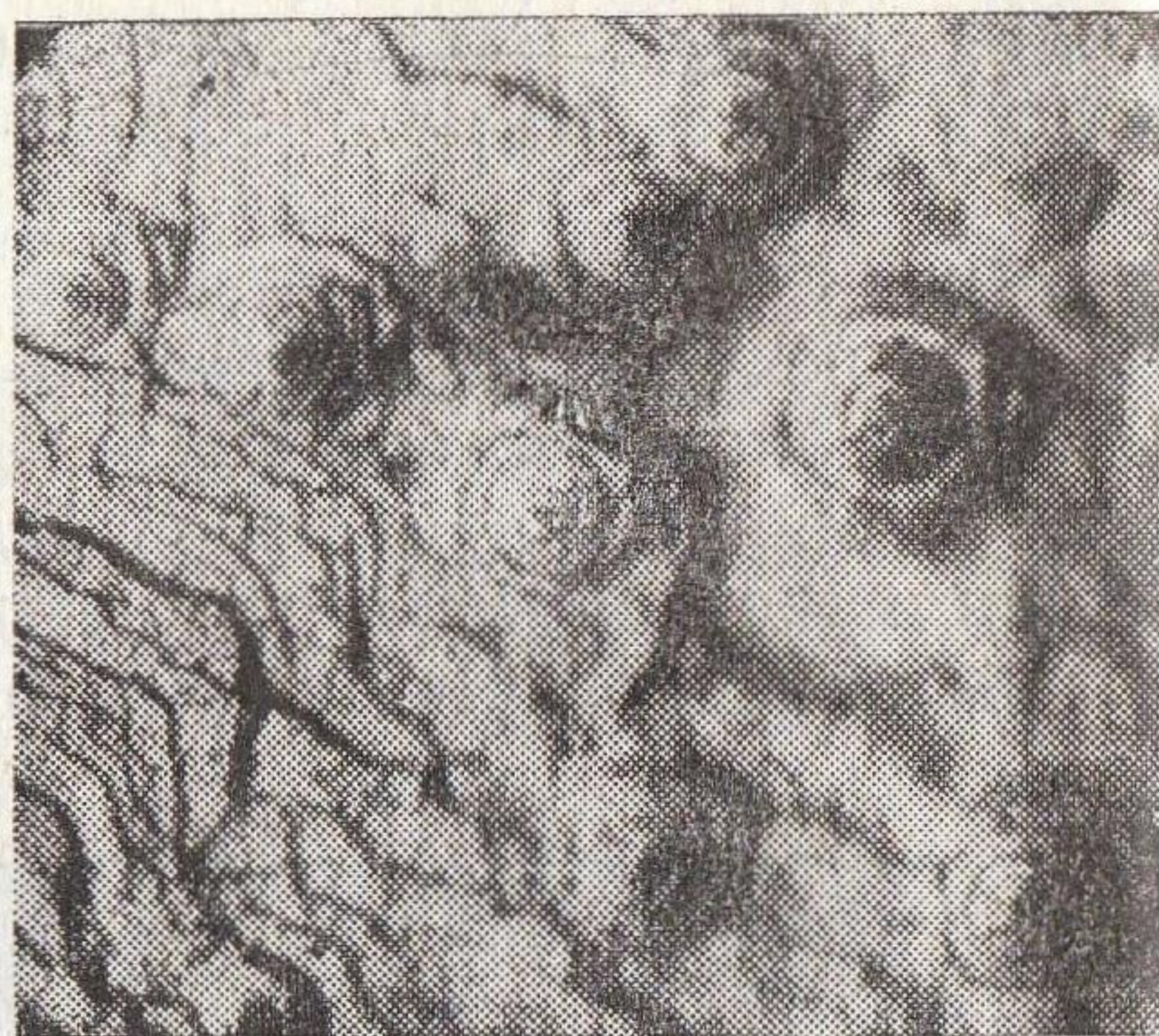


Рис. 5. Мозаично-блоковое строение самородного золота из месторождения Северо-Востока СССР. Двухступенчатая реплика со скола, $\times 12\,000$, травлено царской водкой

не только в неправильных по форме эндогенных выделениях золота, но и в его кристаллах, что позволяет говорить о блок-кристаллах золота. Блоковое строение частиц может иметь и эпикристаллическую природу, связанную с деформационными воздействиями. Границы блоков в таком случае отчетливо пересекают линии ультратонкой слоистости.

Субструктура индивидов золота впервые была описана А. И. Педашенко, отметившим ромбовидные формы элементов такой структуры, затем А. И. Фасталовичем и Н. В. Петровской, выявившими листоватую субструктуру золотин. Новые данные позволили сделать вывод, что это один тип ультратонкой слоистой структуры с разной конфигурацией слоев. Обнаружены их разновидности, в том числе шестиугольных контуров, предположительно связываемых с колониями дислокаций, вызывавших полицентрический рост индивидов золота (рис. 6). Предполагается (Петровская, 1973) существование плоских дефектов упа-

Рис. 6. Слоистая субструктура с шестиугольными бугорками травления; самородное золото из месторождения Енисейского кряжа. Полированный шлиф, $\times 1000$, травлено $\text{HNO}_3 + \text{H}_2\text{O}$



ковки по (III), наличие которых в сплавах золота доказано методами рентгеновской топографии.

В связи с выяснением природы структур золота следует рассмотреть вопрос об его фазовой неоднородности. В той или иной мере этот вопрос освещался исследователями (Вижог, 1948; Переляев, 1953; и др.), но доказательства были недостаточными. При помощи электронной микроскопии и электронного микрозонда авторам удалось получить убедительные данные. Электронная микроскопия в комбинациях с методами селективного травления дала превосходные картины фазовой неоднородности, особенно отчетливые при большом содержании примеси Ag (рис. 7). Результаты локальных рентгеноспектральных анализов позволили установить, что в самородном золоте среди обособлений

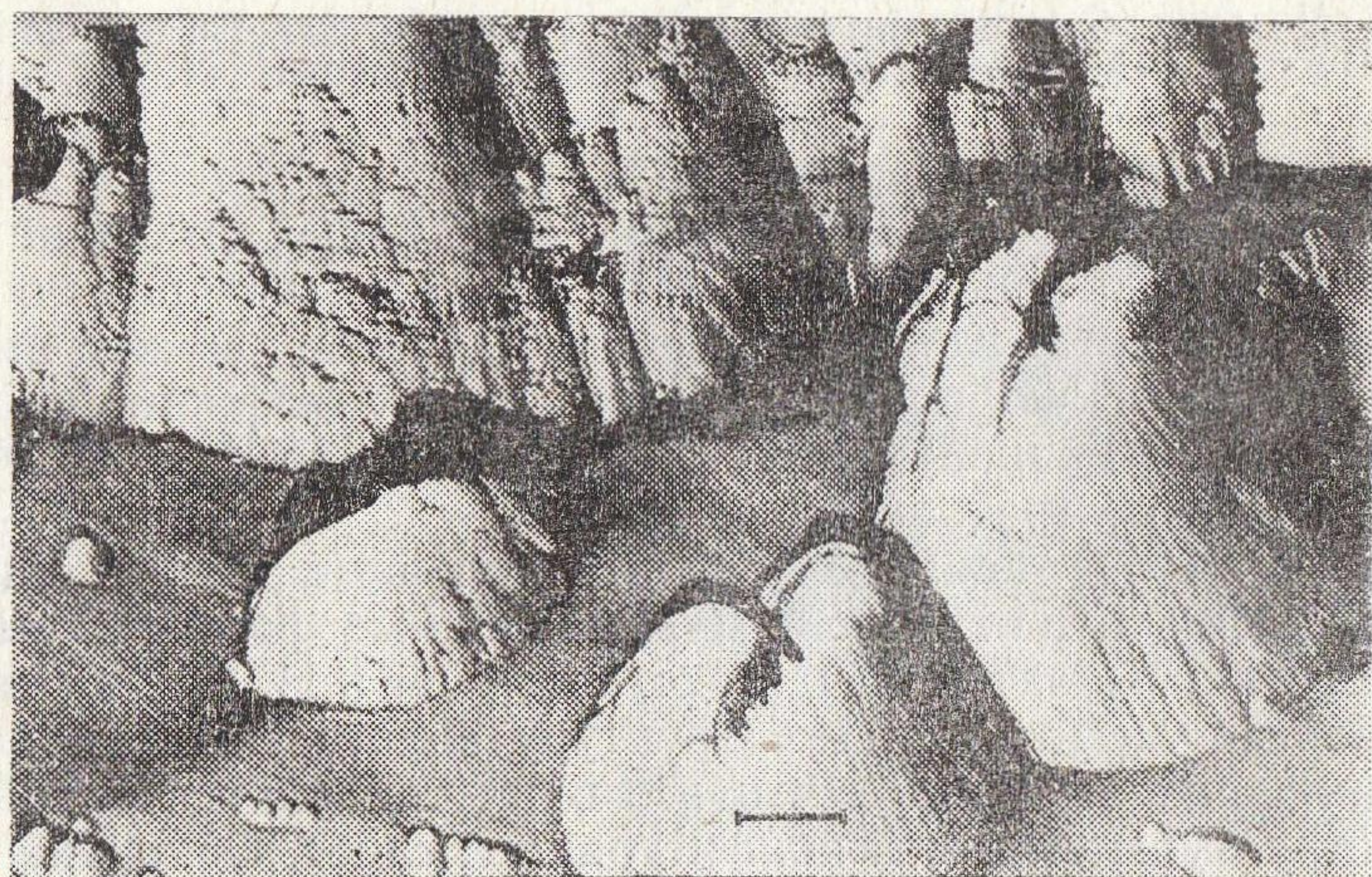


Рис. 7. Фазовая неоднородность самородного золота из месторождения Северо-Востока СССР. Двухступенчатая реплика со скола, $\times 12000$, ионно-травление

обладающих четкими фазовыми границами, есть по крайней мере три фазы, отличающиеся по составу. Одна из них, образующая субиндивиды преимущественно кубической формы (рис. 8), состоит из серебра почти без примеси Au, другая, в форме октаэдрических субиндивидов, золото-серебряная с преобладанием

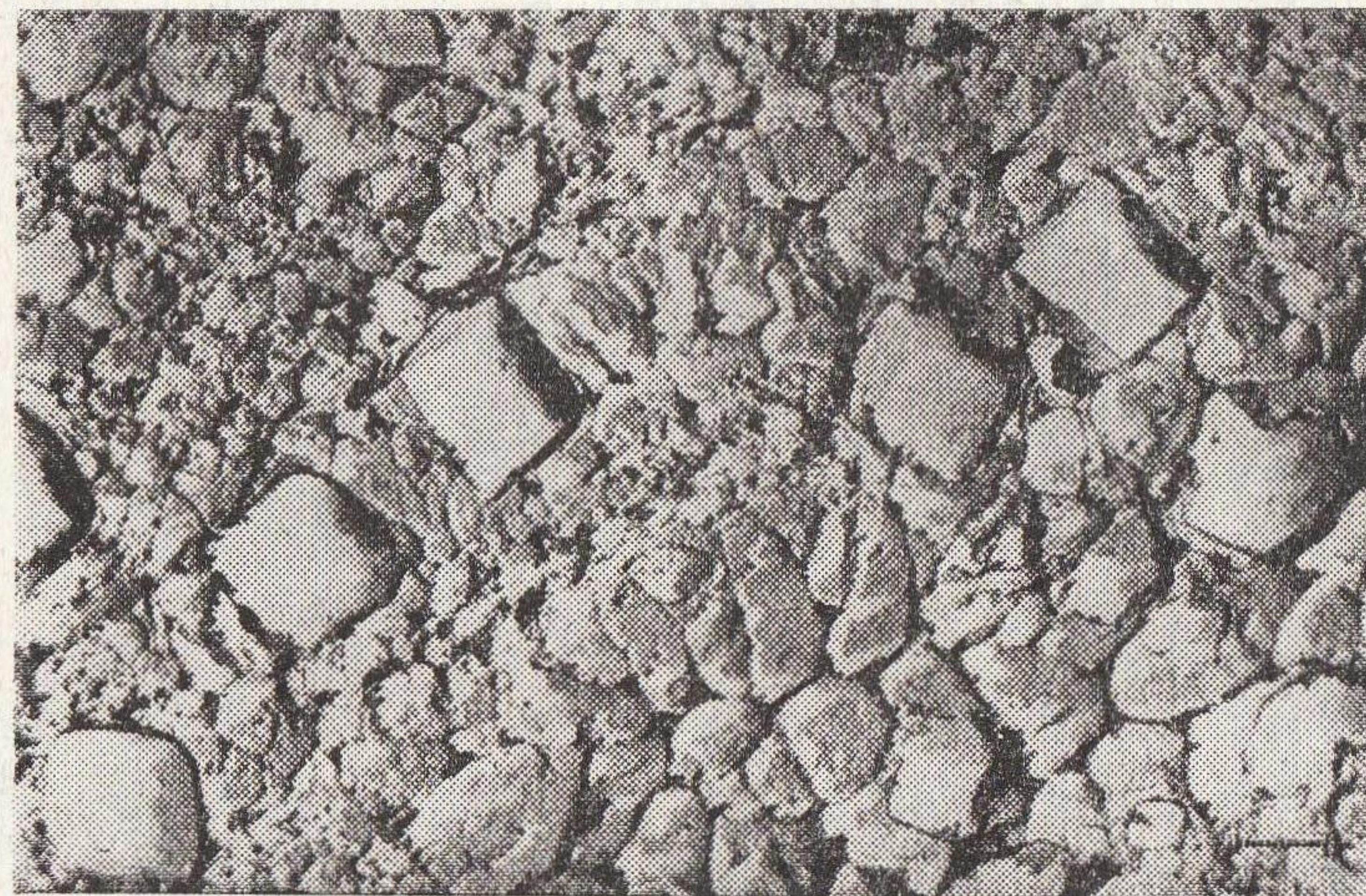


Рис. 8. Кубические выделения высокосеребристой фазы в низкопробном золоте, Балейский район. Двухступенчатая реплика со скола, $\times 10000$, травлено царской водкой

Ag над Au, третья — матрица того же состава с преобладанием Au над Ag. Результаты исследований прочностных свойств пластичности золота подтвердили ранее высказанную нами (а в общей форме — более столетия назад Ж. Бусенго) мысль о возможности стехиометрических соединений в системе Au—Ag; предполагается существование в виде твердого раствора некоторого избыточного против стехиометрии количества Ag (Петровская, 1973), которое, вероятно, участвует в диффузионных перемещениях в эпикристаллизационное время.

Приведенные данные позволяют заключить, что создается достаточно надежная основа представлений о типах первичных и преобразованных структур эндогенных выделений золота, распознаваемых по совокупности признаков. Специфика элементов структуры каждого типа отражена в сводной таблице (см. таблицу). Следует отметить определенную условность выделения первичных структур, поскольку в процессе роста в индивидах золота, как показали эксперименты японских исследователей (Suito, Ueda, 1953), возникают напряжения, снятие которых в последующие моменты роста должно приводить к некоторой перестройке кристаллического вещества.

Характеристика структур эндогенных выделений золота

Элемент структуры и субструктуры	Первичные	Эпикристаллизационные		Созданные при рекристаллизации
		связанные с перекристаллизацией и перегруппировкой примесей	деформационные	
Зернистость	Однослойное или двухслойное расположение зерен; признаки ортотропизма	Укрупнение зерен в центральных частях и изменение их конфигурации у краев золотин	Линии скольжения, структуры развальцевания	Новообразования мелких зерен в деформированных участках индивидов; при полной рекристаллизации — агрегаты взаимно ограничивающих друг друга зерен, не закономерное расположение их относительно стенок вмещающих полостей
Двойники	Двойники срастания, нередко полисинтетические	Двойники прорастания, образующиеся в различных частях зерен	Механические двойники (признаки не изучены)	Двойники прорастания
Зональность	Зональность, подчиненная кристаллографическим направлениям	Фрагментирование зон роста, новообразования неправильных, часто асимметричных зон по краям золотин	Фрагментирование и смешение зон роста	Исчезновение зональности в отдельных участках зерен

Элемент структуры и субструктуры	Первичные	Эпикристаллизационные		Созданные при рекристаллизации
		связанные с перекристаллизацией и перегруппировкой примесей	деформационные	
Слоистые и мозаичные субструктуры	Однообразные слоистые и мозаичные субструктуры Ступенчатые и полигональные скульптуры роста	Изменчивые слоистые и мозаичные субструктуры	Субструктуры полигонизации: сочетания грубой и тонкой мозаичности; ограничение блоков плоскостями скольжения; линзовидные субструктуры	Мало изучены
Фазовая неоднородность	Структуры обрастания: зерна золота одного состава с каймами золота другого состава	Срастания золота разного состава с признаками структур распада; включения серебра; развитие межблоковых обособлений золота, обогащенного серебром	Не выявлены	Не изучены

Типоморфизм рассматриваемых структур тесно связан с закономерными вариациями состава золота в рудных месторождениях разных формаций.

ЛИТЕРАТУРА

Переляев А. П. О составе и строении выделений самородного золота. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1953, вып. 3, ч. 82, с. 196—206.

Петровская Н. В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.

Петровская Н. В., Фасталович А. И. Морфологические и структурные особенности самородного золота. — В кн.: Материалы по минералогии золота. М.: Главцветмет, 1952, с. 101—150.

Предводителей А. А., Попкова Е. Г. К вопросу о выявлении дислокаций в металлических кристаллах методом избирательного травления. — В кн. Рост кристаллов. 1965, т. 5, с. 240—245.

Buckley H. Crystal growth. New-York — London, 1957. 157 p.

Bujor I. Synthetische Versuche über die Bildung der Coiderzlagere statt zu Braad in Rumanien. — Arkiv kemi. Miner. geol., 1948, v. 26A, n. 3, p. 21—30.

Suito E., Ueda N. Study of single microcrystals of gold by a three-stage electron microscope. — Proc. Jap. Acad., 1953, v. 29, n. 7, p. 324—330.

М. Г. Андреева

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ В БЛИЗПОВЕРХНОСТНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ОТДЕЛЬНЫХ РУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ СССР

Известные в настоящее время близповерхностные месторождения золота в Забайкалье, на Северо-Востоке, Дальнем Востоке и отчасти в Закарпатье имеют однотипный состав главных минеральных ассоциаций, образующих основную массу жильного выполнения. Адуляр, кварц (в виде тонкозернистых и халцедоновидных тонкополосчатых или пластинчатых агрегатов), карбонаты, гидрослюда являются типоморфными минералами руд золото-серебряной формации (Линдгрэн, 1935; Нолан, 1937; Петровская и др., 1961; Сидоров, 1966; Пляшкевич, 1967; и др.).

Вместе с тем в месторождениях различных провинций имеются существенные различия в количественных соотношениях основных минералов главных продуктивных ассоциаций. Так, роль адуляра в близповерхностных месторождениях Охотско-Чукотского вулканогенного пояса более значительна, чем в забайкальских и нижнеамурских рудных полях, приуроченных к зоне Монголо-Охотского разлома.

Одновременно с уменьшением количества адуляра в рудах возрастает роль гипогенных гидрослюд и каолинита, развивающихся часто как новообразования по реликтам вмещающих пород и заменяющих адуляр. Примером могут служить близповерхностные месторождения Восточного Забайкалья, где в тонкополосчатых агрегатах халцедоновидного кварца главного продуктивного минерального комплекса обычно присутствуют гидрослюда, каолинит и в подчиненном количестве — тонкокристаллический адуляр. Для измененных пород и руд месторождений Приохотья и Северо-Востока характерно более широкое развитие и хорошая сохранность адуляра, составляющего до 10—30% жильного вещества. Для ранних продуктивных ассоциаций типичны короткопризматические, игольчатые и радиальнолучистые выделения адуляра, особенно хорошо выраженные в золото-рудных месторождениях Камчатки.

Карбонат, образующийся на ранних стадиях рудного процесса, почти не фиксируется в рудах Бaleyского района вследствие повсеместного замещения его кварцем (с образованием агрегатов типичной пластинчатой текстуры), но широко развит в ряде месторождений Северо-Востока (Примагданье), образуя иногда мощные (до 1 м) зоны крупнокристаллического кальцита в лежащем и висячем боках полосчатых кварц-адуляровых жил.

Анализ встречаемости минералов в золоторудных месторождениях (Петровская и др., 1971) показал, что почти повсеместно во всех типах золоторудных образований формаций малых, средних и больших глубин преобладают кварц, пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, арсенопирит. Очевидно, поэтому наличие этих минералов не может определять специфику типов близповерхностного оруденения.

Комплексы рудных минералов при общей своей однотипности в месторождениях различных районов имеют ряд специфических черт. Так, галенит и сфалерит играют существенную роль в месторождениях Нижнего Приамурья, Закарпатья и отдельных районов Северо-Востока, что отличает эти малоглубинные месторождения от забайкальских. Арсенопирит ранних, средних и поздних стадий рудообразования и антимонит последующей стадии характерны для близповерхностных месторождений Восточного Забайкалья, Чукотки и мало распространены в рудных полях Нижнего Приамурья, Приохотья, Примагданья и Закарпатья. Аргентит (акантит) широко распространен в рудах Северо-Востока и почти полностью отсутствует в месторождениях Балейского района. Эти особенности — вероятно, следствие металлогенической специализации районов; зависимость их от других факторов еще полностью не раскрыта.

В продуктивных минеральных ассоциациях близповерхностных месторождений наряду с обычными сульфидами железа, меди, свинца, цинка (содержания которых обычно незначительны, 1—2%) присутствуют такие типоморфные минеральные образования, как сульфосоли меди и серебра, сульфиды серебра, в отдельных случаях селениды и теллуриды серебра, часто ассоциирующиеся с золотом.

При этом состав сульфосолей серебра, как показали наши данные, варьирует в разных типах месторождений. Эти вариации проявляются как в изменчивости величины отношения суммы катионов (Ag, Cu) к сурьме или мышьяку, так и в изменении состава сульфанионов, участвовавших в образовании этих минералов. В ряде месторождений Северо-Востока проявлены не только сурьмяные, но и мышьяковые сульфосоли серебра (пирсеит, описанный В. И. Найбородиным; арсенополибазит, обнаруженный там же автором статьи), а также сульфосоли, содержащие в составе анионных групп олово (канфильдит, описанный А. Н. Некрасовой в 1972 г.). В месторождениях Забайкалья (Балейский район) преобладают сурьмяные сульфосоли серебра — миаргирит, пираргирит (Андреева, 1971).

Распространенность сульфосолей меди также варьирует в различных золотоносных провинциях. Сурьмяные блеклые руды с примесью мышьяка, серебра, железа и цинка широко развиты в продуктивных ассоциациях месторождений Балейского района, но имеют резко подчиненное значение или отсутствуют в малоглубинных рудных полях Северо-Востока; в последних,

если сурьмяная блеклая руда встречается (Примагданье), она часто представлена более серебристой разностью — фрейбергитом (Еремин, 1971; Некрасова, 1972). Как показали наши исследования, в месторождениях восточных провинций (Нижнее Приамурье, Примагданье) нередко в заметных количествах присутствуют мышьяковые блеклые руды (теннантит, серебристый теннантит). Эта особенность заслуживает внимания, так как теннантит считался более типичным для колчеданных руд (Сахарова, 1966).

Появление мышьяковых разностей сульфосолей меди и серебра в месторождениях Северо-Востока и Нижнего Приамурья при отсутствии или весьма малом количестве в рудах арсенопирита говорит о том, что концентрация мышьяка, как и сурьмы, в рудообразующих растворах была мала, и он наряду с сурьмой входил в состав сульфанионов, участвовавших в образовании сульфосолей.

Детальные минералогические исследования позволили установить, что состав сульфосолей серебра в месторождениях, отличающихся друг от друга по величине золото-серебряного отношения, различен. С возрастанием содержания серебра не только увеличивается количество серебряных минералов в рудах, но изменяется и состав сульфосолей в сторону их большей серебристости. Так, в месторождениях, руды которых отличаются более высоким золото-серебряным отношением (от 1 : 10 до 1 : 1 и выше), присутствуют в основном малосеребристые сульфосоли серебра с отношением компонентов $Me_2S : X_2S_3 = 1 : 1$; 3 : 1 (миаргирит). В таких месторождениях (Балейский район) в ассоциации с сульфосолями серебра присутствует и нередко преобладает сурьмяная блеклая руда (тетраэдрит и малосеребристый тетраэдрит); в других ассоциациях отмечаются также теллуриды серебра (петцит, гессит), широко развиты арсенопирит, антимонит и весьма слабо проявлены галенит и сфалерит (Андреева, 1971).

Руды, в которых отношение золота к серебру варьирует от 1 : 10 до 1 : 50, содержат сульфосоли серебра с отношением между компонентами 3 : 1; 5 : 1 (пираргирит, стефанит).

В рудах с колебанием золото-серебряного отношения от 1 : 50 до 1 : 100—1 : 400, широко развитых на Северо-Востоке (Примагданье, Приохотье), присутствуют сульфосоли с наибольшей величиной отношения $Me_2S : X_2S_3 = 3 : 1$; 5 : 1; 8 : 1 (пираргирит, стефанит, пирсеит, полибазит, арсенополибазит). В этих же рудах обычно в значительных количествах присутствует сульфид серебра — акантит, иногда селениды серебра и агвиларит, науманит, тогда как для руд с высоким золото-серебряным отношением (1 : 1—1 : 10) более характерно присутствие теллуридов. Месторождения высокосеребристых руд относятся обычно к пиритовому подтипу и содержат значительные скопления галенита и сфалерита.

По-видимому, существует связь менее серебристых сульфосолей с относительно высокопробным золотом (проба ~700, Балейский район). Высокосеребристые разновидности сульфосолей (полибазит, канфилдит) чаще присутствуют в ассоциации с низкопробным золотом (проба 600 и менее), а в отдельных месторождениях — с кюстелитом (Примагаданье, Приохотье). Наблюдается тенденция к понижению средней пробы золота в месторождениях с более высоким золото-серебряным отношением; здесь присутствуют и более серебристые сульфосоли. Отмечены и отклонения от этой закономерности.

Приведенные материалы позволяют отметить, что изменчивость состава сульфосолей (характеризующаяся отношением суммы катионов к сурьме или мышьяку) находится в определенной связи с общим количеством серебра в рудах, величиной золото-серебряного отношения и пробой золота. Наиболее четко эти связи проявлены в пределах одностадийных минеральных ассоциаций и их комплексов. Выявленные закономерности могут быть использованы при группировке близповерхностных золоторудных месторождений по вещественному составу.

ЛИТЕРАТУРА

Андреева М. Г. Особенности состава и размещения минеральных ассоциаций и элементы зональности в пределах Балейского рудного поля и его периферии. — Тр. ЦНИГРИ. М., 1971, вып. 96, с. 32—45.

Еремин Р. А. Гидротермальный метаморфизм и оруденение Арманской вулканоструктуры: Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1971. 26 с.

Линдгрэн В. Минеральные месторождения. — Тр. ОНТИ НКТП СССР. М.; Л., 1935, вып. 3, с. 3—67.

Некрасова А. Н. Особенности минерального состава руд золото-серебряного месторождения. — Геол. рудн. месторожд. 1972, № 3, с. 45—54.

Нолан Г. Эпитермальные месторождения драгоценных металлов. — В кн.: Геология рудных месторождений западных штатов США. Пер. с англ. М., 1937, с. 540—557. (Тр. ОНТИ НКТП СССР).

Петровская Н. В., Бернштейн П. С., Мирчинк С. Г., Андреева М. Г. Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Балейского рудного поля (Восточное Забайкалье). — Тр. ЦНИГРИ. М., 1961, вып. 45, ч. 2, с. 39—58.

Петровская Н. В., Константинов Р. М., Сиротинская С. П. Опыт количественного изучения сходства минерального состава золоторудных месторождений. — Сов. геология, 1971, № 4, с. 3—22.

Пляшкевич Л. Н. Золотое и золото-серебряное оруденение эпитермального типа на Северо-Востоке СССР. — В кн.: Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока. Магадан, 1967, с. 52—57.

Сахарова М. С. О зависимости химического состава блеклых руд от условий рудообразования. — В кн.: Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов. М.: Наука, 1966, с. 109—117.

Сидоров А. А. Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. М.: Наука, 1966. 146 с.

М. М. Константинов, Т. Н. Косовец, Н. И. Карпинский

ПАРАГЕНЕЗИСЫ ЗОЛОТА АЛЬПИЙСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАВКАЗА

Золоторудные месторождения Кавказа, связанные с альпийским металлогеническим циклом, отнесены И. С. Рожковым¹ к золото-кварцевой формации. Среди них по глубинам формирования можно выделить близповерхностные и сформировавшиеся на небольших и средних глубинах.

Близповерхностные месторождения приурочены к зонам дробления в апикальных частях экстрезий липарито-дацитового состава и представлены зонами кварцевых брекчий, сопровождающихся гидрослюдизацией, карбонатизацией и каолинизацией вмещающих пород. Руды их бедны минеральными видами: отмечены пирит, халькопирит, сфалерит, гематит, кварц. Химические анализы руд показывают повышенные содержания теллура, что говорит о возможном присутствии теллуридов. Золото, выделенное из проб-протолок, представлено комковидными, реже пластинчатыми и губчатыми частицами (около 0,1 мм). Примерно в равных соотношениях присутствуют электрум (проба 500—560) и высокопробное золото (910—960). Структурным травлением в электруме выявляется неяснозернистое строение с едва различимыми межзерновыми швами; зерна вытянуты, с волнистыми контурами. Характерна кайма относительно высокопробного золота (проба около 800) шириной 1—15 мк, окружающая все выделения электрума или располагающаяся на выступах и изгибах внешнего контура. Очень редко встречаются каймы, обогащенные серебром, затравливающиеся быстрее, чем окруженные ими золотины.

Внутри золотины изредка наблюдаются межзерновые прожилки высокопробного золота в форме линзочек толщиной менее 1 мк. По сравнению с золотом краевой каймы они темнее, с желто-розовым оттенком.

Выделения высокопробного золота (проба 885—930), обладающие характерным розовато-красным оттенком, имеют разное строение. Чаще это крупные монокристалльные зерна (до 250×100 мк), реже — неравномернозернистые агрегаты угловато-округлых зерен, изредка наблюдаются двойники. Внутри отдельных золотины встречаются пустоты, — возможно полости

¹ Рожков И. С. Близповерхностные месторождения золота. — Геология рудн. месторожд., 1971, № 2, с. 3—14.

газовых и жидких включений. Отмечаются мельчайшие кубические кристаллики пирита, местами образующие скопления вдоль границ золотинок.

Большинство месторождений Кавказа может быть отнесено к типу, переходному от близповерхностных к плутогенным месторождениям средних глубин. Они ассоциируются с породами гранит-порфировой формации, проявленной в субвулканической и субинтрузивной фациях. Повышенные концентрации золота устанавливаются в карбонатных оторочках даек липарит-порфиров, подвергшихся автометасоматической карбонатизации, и в зонах предрудных листовенитов.

Золото-пиритовый и золото-арсенопиритовый парагенезисы наиболее ранние. Пирит содержит тонкодисперсное золото в сравнительно высоких концентрациях. По наблюдениям Э. И. Алышевой², сингенетичные включения золота в пирите представлены полугогранными кристаллами, тогда как эпигенетичные выделения золота имеют вид неправильных лапчатых ксеноморфных частиц.

Следующие по времени минеральные парагенезисы имеют сложный состав: золото-галенит-теннантитовый, золото-халькопиритовый, золото-галенитовый. Относящиеся к ним минеральные выделения по стыкам зерен реальгара и антимонита, образуют тонкие прожилки в раздробленных агрегатах пирита и антимонита. Размеры зерен варьируют в пределах 0,018—0,08 мм. Форма отдельных золотинок округлая, неправильная, иногда изогнуто-жилковидная, дендритовидная; пробы становятся заметными при окислении руд (тонкие жилки в псевдоморфозах гидрогетита) либо при нагревании минералов (рис. 2).

В отличие от парагенезисов золота с пиритом и арсенопиритом, для которых примесь серебра не характерна, золото-сульфидные парагенезисы отличаются высокой сереброносностью. При золото-серебряном отношении 1 : 100—1 : 500 в рудах обнажения происходило выщелачивание кристаллов арсенопирита; разрушаются минералы серебра: миаргирит, фрейбергит, овихит. Золото в этом случае низкопробное (520—650). При увеличении отношения до 1 : 10—1 : 20 серебряные минералы исчезают, а золото в парагенезисах становится высокопробным (900—950).

Группа более поздних ассоциаций минералов золота, серебра, теллура, висмута детально изучена Ш. О. Амиряном, П. С. Берниным и Л. И. Бочек. Установлены парагенезисы: золото-медно-молибден-вольфрамовых руд, пространственно связанных с ними в пределах рудных районов.

Золото в них, судя по результатам многочисленных определений, характеризуется широкими вариациями пробы (700—950), что свидетельствует о существовании золотой минерализации. Наиболее характерен парагенезис золото-медно-молибден-вольфрамовых руд, завершающий формирование медно-молибден-вольфрамовых руд.

Золоторудный процесс завершался образованием золото-висмут-теллурических минералов, завершающий формирование медно-молибден-вольфрамовых руд.

На месторождении Тырны-Ауз, где золотая минерализация относится к стадии послескарного метасоматоза и приурочена к существенно пироксеновому (с гнездами кальцита) скарну, в состав золотоносных образований входят минералы: магнетит,

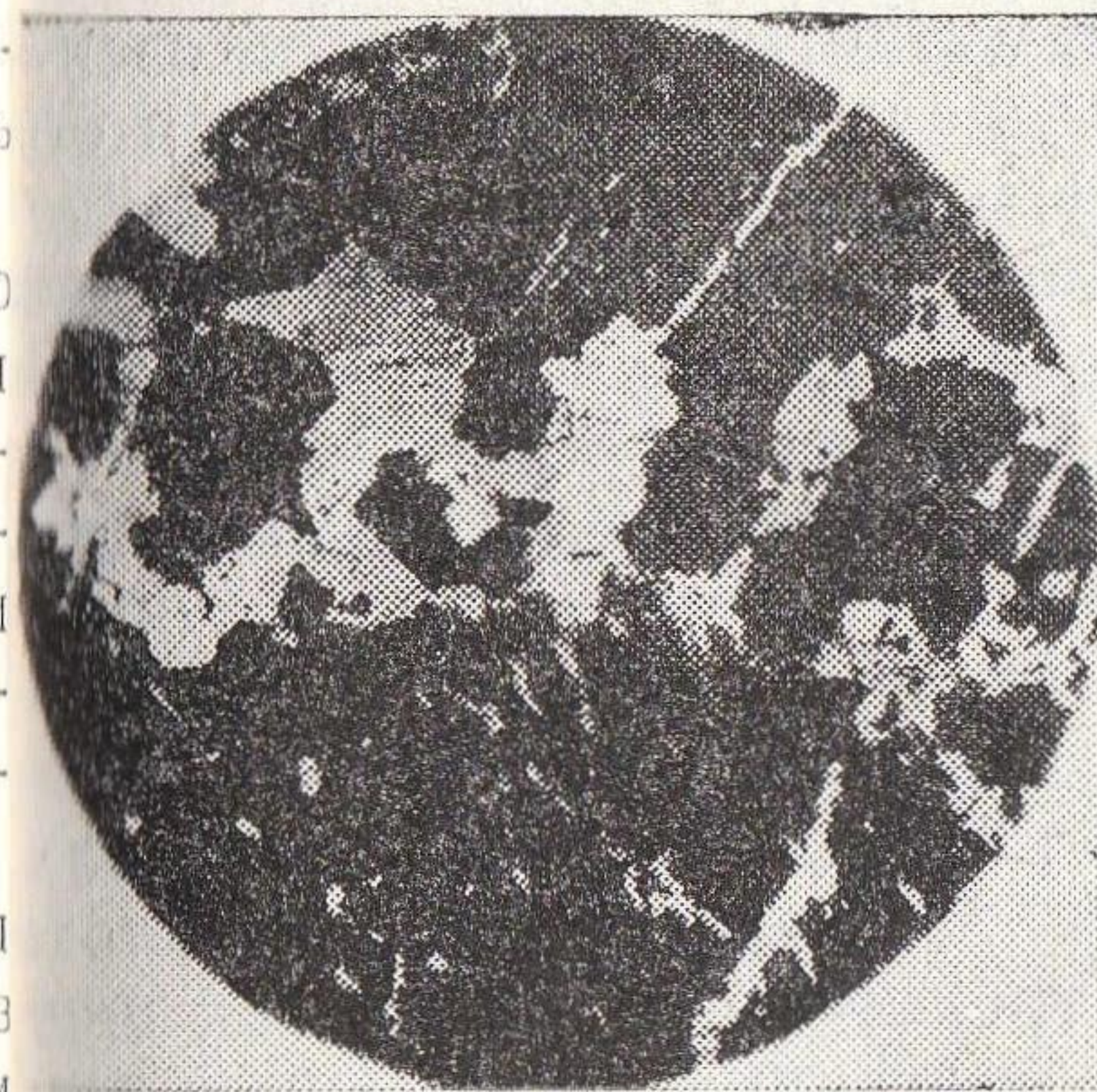


Рис. 1. Золото-халькопиритовые прожилки в сфалерите (темное), $\times 250$

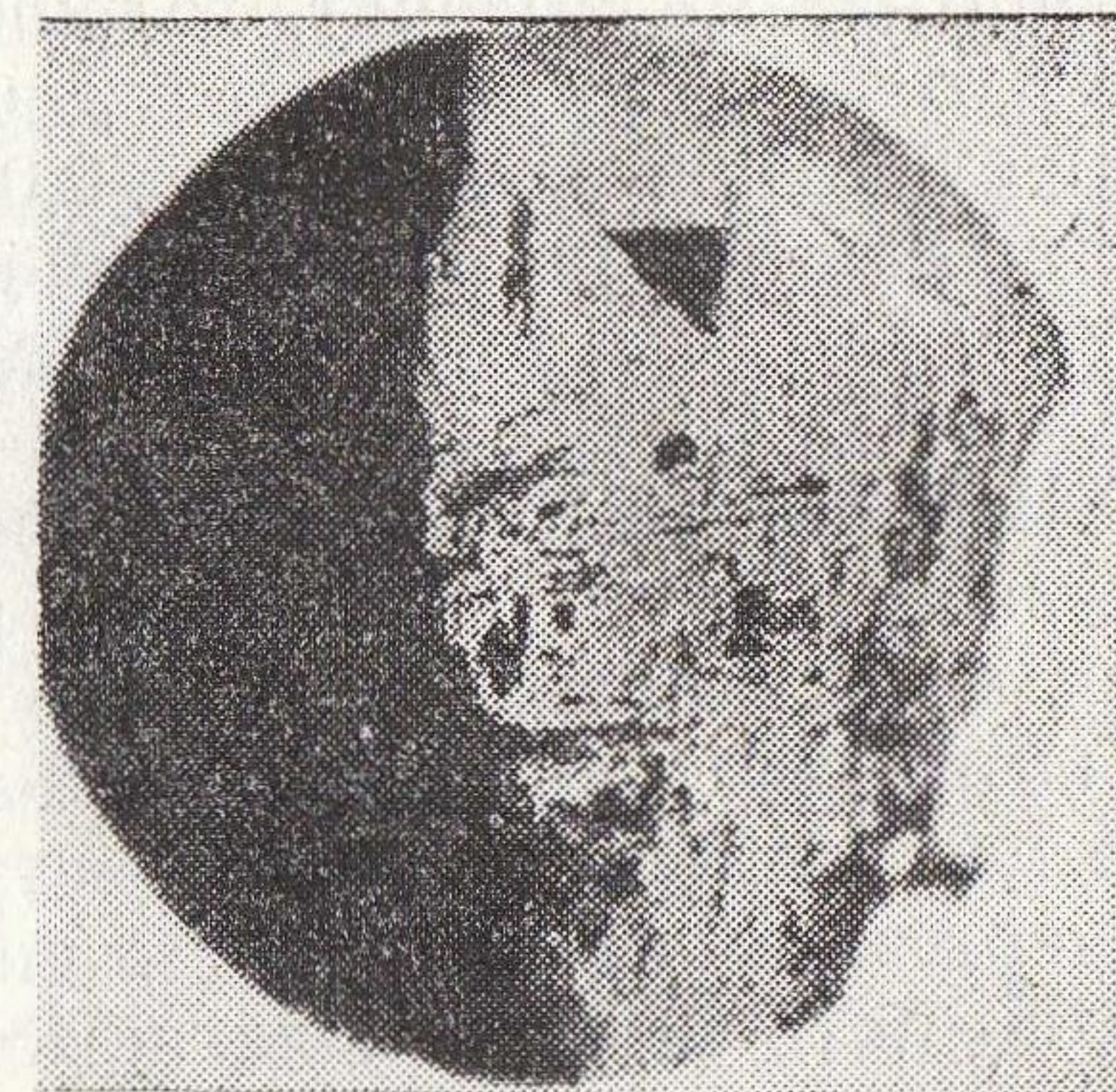


Рис. 2. Выделения золота (светлые точки), возникшие при нагревании галенита (серое) до 400°С в течение 3 ч, $\times 750$

² Гуреев В. Ф., Константинов М. М., Алышева Э. И. О соотношении сингенетического (тонкодисперсного) и наложенного золота в пирите. — ДАН СССР, 1968, т. 181, № 5, с. 1229—1231.

пирротин, молибденит, галенит, висмутин, тетрадимит, жозеит минеральными видами руд близповерхностных и разно-Золото тесно сростается с двумя последними минералами и образует состав руд более глубоких месторождений; 2) нализует мелкие выделения (0,01—0,1 мм) в кальците и молибдене признаков частичной перегруппировки золота при внутрините; форма их комковидная, реже друзовидная, встречаются в метасоматозе; 3) проявление золото-теллуридо-висмутокристаллы. Проба золота, определенная оптически способом парагенезиса в медно-молибден-вольфрамовых рудах, формированных в тот же металлогенический цикл, что и золото-

В окварцованных флогопит-актинолитовых метасоматитах рудные месторождения развившихся по биотитовым роговикам, золотоносная ассоциация представлена сходным с предыдущим набором минералов к которому добавляется шеелит. Относительно крупные (до 0,5 мм) выделения золота встречаются в кварцевых прожилках содержащих вкрапленность шеелита. Мелкие вкрапления золота (0,05—0,15 мм) располагаются по трещинам в кристаллах шеелита, где находятся также мелкие сростания пирротина с висмутином. По данным изучения проб-протолок, преобладают золотины уплощенной формы, комковидные, частично ограниченные изометричными кристаллами, изредка встречаются проволочковидные выделения. Поверхность золотинов неровная, шагреновая. Проба золота 840—925.

В состав золото-теллуридо-висмутитового парагенезиса входят теллуриды золота и серебра (калаверит, креннерит, силванит, петцит, гессит), свинца (алтаит), никеля (мелонит). Сростания теллуридов с халькопиритом часто образуют округлые или сглаженные-угловатые включения в пирите (рис. 4). Выделения халько-

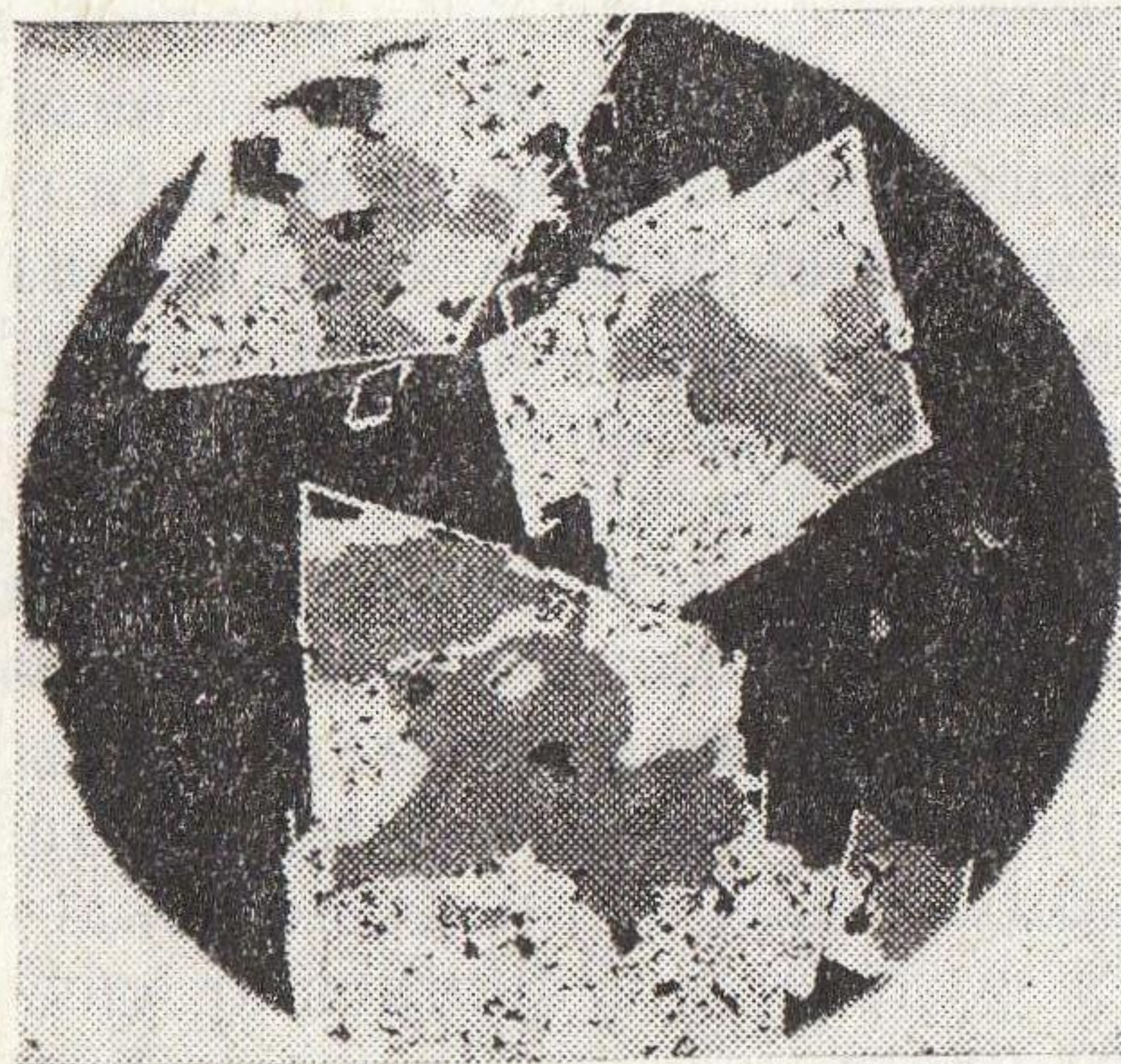


Рис. 3. Каркасы кристаллов золотоносного арсенопирита, сохранившегося при растворении; выполнены агрегатом поздних сульфидов, $\times 100$

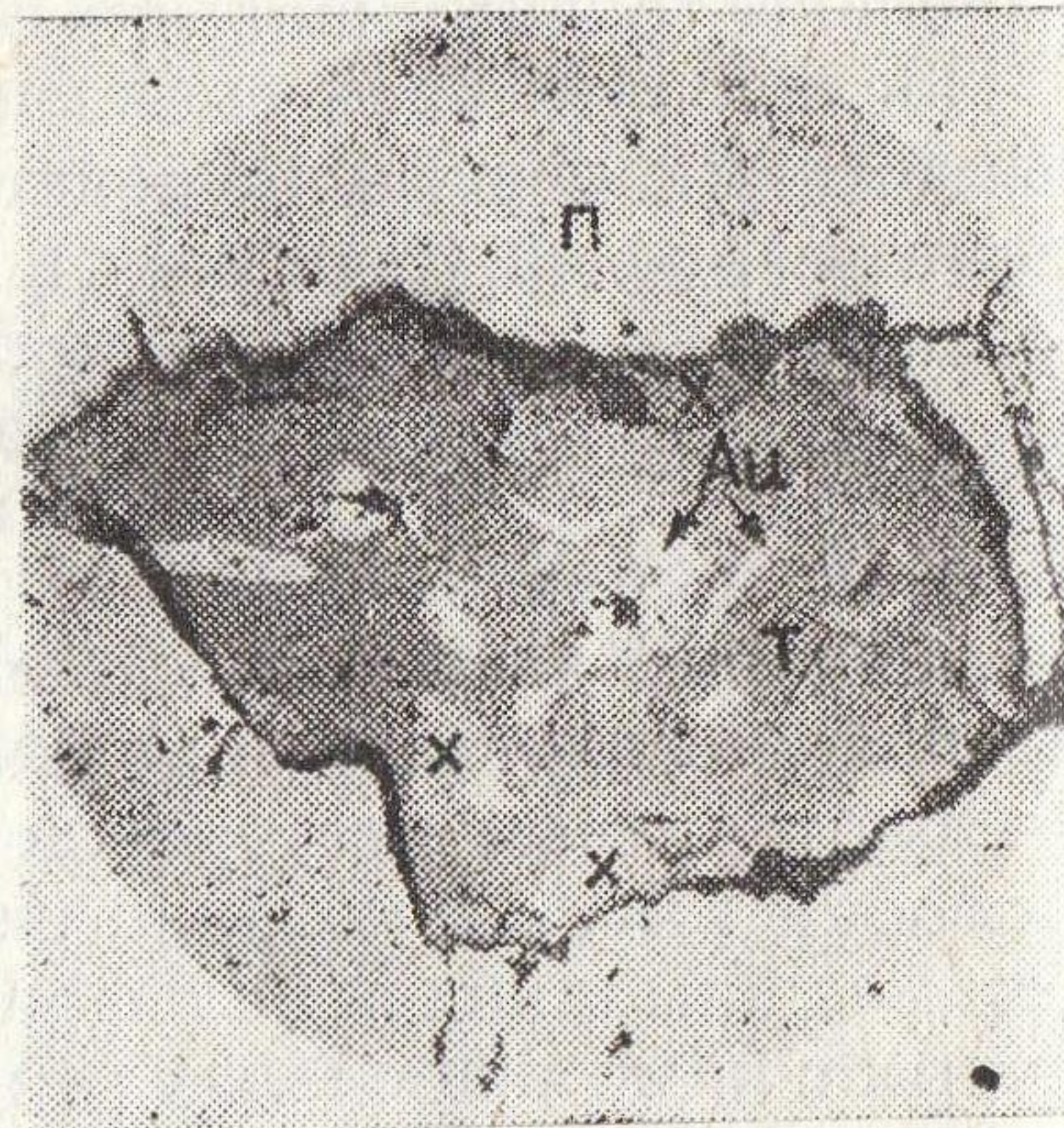


Рис. 4. Ассоциация золото (Au) + халькопирит (x) + тетрадимит (т). П — порода

пирита, теллуридов и золота цементируют раздробленный пирит. Четковидные прожилки сложены золотом либо теллуридами с мельчайшими вростками золота.

В целом для парагенезисов золота альпийских месторож-

ПАРАГЕНЕЗИСЫ ЗОЛОТА В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ РАЗЛИЧНЫХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

Золоторудные месторождения Армянской ССР представлены золото-сульфидной, золото-сульфидно-теллуридовой, золото-шеелитовой и золото-сурьмяно-полиметаллической формациями. Золотосодержащими являются месторождения медно-молибденовой, мышьяково-полиметаллической, барит-полиметаллической, колчедан-полиметаллической, медноколчеданной, серноколчеданной и скарновой железорудной формаций.

Месторождения всех формаций несут признаки многостадийного образования, однако золотоносны продукты лишь отдельных стадий (пирит-халькопиритовой, медно-мышьяковой, арсенопиритовой, шеелитовой, полиметаллической, золото-теллуридовой, сульфо-антимонитовой и антимонитовой). Возникшие минеральные ассоциации отличаются друг от друга не только по составу, но и по степени золотоносности, золото-серебряному отношению, формам нахождения золота и т. д.

В золоторудных месторождениях золотоносны минеральные ассоциации средних и поздних стадий минерализации, а в других месторождениях — преимущественно поздних стадий минерализации.

В таблице обобщены результаты минералого-геохимических исследований парагенетических ассоциаций золота из месторождений Армянской ССР. Наиболее разнообразны по составу ассоциации, образованные на полиметаллической стадии, меньшим разнообразием отличаются продукты медно-мышьяковой, золото-теллуридовой, арсенопиритовой, антимонитовой, пирит-халькопиритовой и других стадий. Наиболее распространен полиметаллическая минерализация, проявленная почти во всех месторождениях как золоторудных, так и золотосодержащих формаций. Минерализация медно-мышьяковой стадии проявлялась при образовании месторождений медно-молибденовой, медноколчеданной, барит-полиметаллической, мышьяково-полиметаллической формаций; минерализация других стадий имеет ограниченное распространение.

Золото сосредоточено в продуктах золото-теллуридовой стадии, в меньшей степени полиметаллической, арсенопиритовой, медно-мышьяковой.

В зависимости от локальных условий рудообразования и состава рудообразующих растворов парагенезисы близких по ха-

Статья интерпретация	Ассоциация элементов	Парагенетические ассоциации минералов	Рудная формация
	Au—Ag—Te—Bi—Ni—Co—Cu— Pb—Zn—As—Fe—S—Si—Ca	Самородное золото—гессит—алтаит—силванит—пирит—халькопирит—сфалерит—галенит—теннантит—арсенопирит—бурнонит—бравоит—линнеит—полидимит—ваэсит—никелин—кобальтин—кварц—карбонаты	Золото-сульфидно-теллуридовая
	Au—Ag—Te—Bi—Cu—Pb— Zn—As—Fe—S—Si—Ca	Самородное золото—гессит—петцит—силванит—алтаит—теллуровисмутит—теннантит—галенит—сфалерит—халькопирит—пирит—кварц—карбонаты	Золото-сульфидно-теллуридовая, медно-молибденовая, колчеданно-полиметаллическая, золото-сульфидная, скарново-железорудная, золото-шеелитовая
	Au—Ag—Bi—Te—Pb—Sb— Cu—Zn—As—Fe—S—Si—Ca	Самородное золото—гессит—алтаит—тетрадимит—линнеит—лигезит—лигчител—висмутит—теллуровисмутит—арсенопирит—теннантит—сфалерит—галенит—халькопирит—пирит—пирротин—кварц—карбонаты	Золото-сурьмяно-полиметаллическая, золото-сульфидная
	Au—Ag—Cu—Pb—Zn—As— Fe—S—Si—Ba	Самородное золото—самородное серебро—акантит—штроемейерит—полибазит—пирсит—галенит—сфалерит—теннантит—халькопирит—пирит—кварц—барит	Барит-полиметаллическая
	Au—Ag—Cu—Pb—Zn—As— Sb—Fe—S—Si—Ca	Самородное золото—самородное серебро—аргентит—галенит—сфалерит—блеклая руда—халькопирит—пирит—кварц—карбонаты	Медноколчеданная, серноколчеданная, золото-сульфидная, полиметаллическая, мышьяково-полиметаллическая, медно-молибденовая
	Au—Ag—Ge—Sn—Cu—As— Fe—S—Si	Самородное золото—самородное серебро—акантит—германит—реньерит—борнит—халькозин—теннантит—халькопирит—галенит—сфалерит—пирит—кварц	Барит-полиметаллическая

Полиметаллическая

Стадия минерализации	Ассоциация элементов	Парагенетические ассоциации минералов	Рудная формация
Медно-мышьяковая	Au—Ag—Bi—Ge—Cu—Fe—As—S—Si	Самородное золото—самородное серебро—энаргит—теннантит—моцонит—борнит—халькозин—германит—реньерит—станнин—идаит—халькопирит—пирит—кварц	Медноколчеданная, мышьяково-полиметаллическая
	Au—Ag—Bi—Ge—Cu—Fe—As—S—Si	Самородное золото—самородное серебро—энаргит—теннантит—борнит—халькозин—германит—реньерит—висмутин—халькопирит—пирит—кварц	Медно-молибденовая
	Au—Ag—Bi—Ge—Te—Tl—Cu—Fe—As—Si—S	Самородное золото—самородное серебро—германит—реньерит—теллуrowисмутит—гессит—петцит—сильванит—висмутин—виттихенит—эмплектит—лорандит—халькопирит—пирит—кварц	Медно-молибденовая
Сульфидно-антимонитовая	Au—Ag—Te—As—Fe—Cu—Pb—Zn—S—Si	Самородное золото—теннантит—халькопирит—галенит—сфалерит—пирит—кварц—борнит—энаргит—халькозин	Золото-сульфидно-теллуридовая
	Au—Ag—Sb—Pb—Zn—Cu—Fe—S—Si	Самородное золото—антимонит—буланжерит—бурнонит—семесит—геокропит—цинкениит—плагионит—тетраэдрит—галенит—сфалерит—халькопирит—пирит—кварц	Золото-сурьмяно-полиметаллическая, золото-сульфидная
Золото-теллуридовая	Au—Ag—Te—Bi—Hg—Pb—As—Cu—Zn—Fe—S—Si—Ca	Самородное золото—калаверит—креннерит—сильванит—гессит—петцит—алтаит—теллуrowисмутит—тетрадимит—нагнаит—мелонит—риккардит—вейсит—галенит—сфалерит—халькопирит—пирит—кварц—карбонаты	Золото-сульфидно-теллуридовая
Арсенопиритовая	Au—Ag—Bi—Ge—Cu—Fe—As—S—Si	Самородное золото—самородное серебро—энаргит—теннантит—моцонит—борнит—халькозин—германит—реньерит—станнин—идаит—халькопирит—пирит—кварц	Медноколчеданная, мышьяково-полиметаллическая
	Au—Ag—Bi—Zn—Pb—Fe—Cu—S—Si—Ca	Самородное золото—тетраэдрит—жозеит—теллуrowисмутит—калаверит—креннерит—галенит—сфалерит—кварц—карбонаты	Золото-сульфидная
	Au—Ag—Bi—Te—Fe—As—Pb—Cu—S—Si	Самородное золото—арсенопирит—халькопирит—блеклая руда—леллингит—алтаит—теллуrowисмутит—галенит—сфалерит—пирит—кварц—карбонаты	Золото-сульфидно-теллуридовая
	Au—Ag—As—Fe—Cu—Pb—Zn—S—Si	Самородное золото—арсенопирит—теннантит—халькопирит—галенит—сфалерит—пирит—кварц	Золото-сульфидная
Пирит-халькопиритовая	Au—Ag—Bi—Te—Fe—Cu—S—Si—Ca	Пирит—халькопирит—марказит—пирротин—висмутин—самородное золото—теллуrowисмутит—тетрадимит—гессит—блеклые руды—кварц—кальцит	Золото-сульфидно-теллуридовая, золото-сульфидная
	Au—Ag—As—Cu—Fe—S—Si—Ca	Пирит—халькопирит—энаргит—тетрадимит—самородное золото—кварц—кальцит	Золото-сульфидно-теллуридовая
Золото-шеелитовая	Au—W—Fe—Mo—Si—Ca—S	Пирит—шеелит—самородное золото—магнетит—гематит—молибденит—кварц—кальцит	Золото-шеелитовая
Антимонитовая	Au—Ag—Sb—As—Fe—Si—S	Антимонит—арсенопирит—пирит—самородное золото—марказит—кварц—кальцит	Золото-сульфидно-теллуридовая
	Au—Ag—Sb—Cu—Zn—Pb—Ba—S—Ca	Антимонит—самородное золото—сфалерит—галенит—тетраэдрит—барит—кварц—кальцит	Золото-сурьмяно-полиметаллическая

рактору стадий несколько отличаются друг от друга по составу минералов и их количественным соотношениям. В одних парагенезисах участвуют самородное золото и теллуриды золота, в других — только самородное золото. Зависимости состава минеральных ассоциаций золота от формационной принадлежности месторождений нами не наблюдалось: в рудах одной и той же формации присутствуют различные золотоносные ассоциации, а сходные ассоциации проявлены в месторождениях разных формаций.

Общее число ассоциирующихся с золотом элементов сравнительно небольшое; наиболее характерна ассоциация его с Pb, Zn, Cu, As, Sb, Fe, Ag, Te, Bi, Hg. В отдельных случаях в золотосодержащих парагенезисах в подчиненном количестве отмечаются Ni, Co, Ge, W, Mo. Сложные по составу руды включают большинство перечисленных элементов. Состав парагенезисов золота, их количество и место в общем процессе формирования месторождений зависели от физико-химических условий рудообразования и особенно от концентрации золота в рудообразующих растворах.

В образовании парагенезисов золота сказываются тесные геохимические связи его с рядом элементов, благодаря которым происходили совместный привнос и выпадение их в процессе формирования месторождений. Выделенные парагенезисы могут служить основой для разработки критериев прогнозов и поисков золоторудных образований в Армении.

Р. П. Бадалова, И. А. Айзенштат, Л. Д. Мельниченко

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИИ В ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ УЗБЕКИСТАНА

В золоторудных месторождениях Узбекистана ранними минеральными ассоциациями являются пиритовая, пирит-арсенопиритовая, пирит-халькопиритовая и пирит-арсенопирит-халькопиритовая; поздними — ассоциации, содержащие в разных количествах пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, блеклые руды, теллуриды. В Кызылкумском регионе Западного Узбекистана преобладает пирит-арсенопиритовая ассоциация, а в Чаткало-Кураминском — пирит-халькопиритовая. Для некоторых месторождений Кураминского региона характерна золото-теллуридовая ассоциация.

В зависимости от тектоно-магматических этапов развития регионов, характера вмещающих пород и глубины формирования оруденения выделены три группы месторождений с соответствующими им минеральными ассоциациями. В первую группу входят месторождения и рудопроявления, сформировавшиеся на относительно больших глубинах (2—6 км), залегающие в интрузивных породах и в песчано-сланцевых толщах среднего и среднего — верхнего карбона. Месторождения второй группы возникали на средних и малых глубинах (1—2 км). Они залегают преимущественно в интрузивных и терригенно-осадочных породах верхнего карбона и нижней перми, часто в тесной связи с малыми интрузивами порфировых гранитоидов. К третьей группе отнесены месторождения и рудопроявления малых глубин (до 1 км), размещенные в вулканотектонических депрессионных структурах среди вулканитов трахидацит-андезитовой (C_{2-3}) и дацит-трахиандезит-дацитовой (C_2) формаций.

Геологические позиции месторождений Западного Узбекистана и особенности минералого-геохимического состава руд позволяют предполагать, что источниками золота были рудовмещающие породы. Содержание золота, определенное нейтронно-активационным методом: в породах осадочно-вулканических ауминзинской свиты (Pz_{3am}) — 10,1 (среднее из 27 определений), осадочно-метаморфических тасказганской свиты (Pz_{3ts}) — 11,0 (из 91), бесапанской (Pz_{3bs}) — 10,7 (из 13), вулканогенно-осадочно-метаморфических карашахской свиты (C_{2-3kr}) — $12,9 \cdot 10^{-7}\%$ массы (из 68 определений). Содержание золота в этих породах на порядок превышает кларковое.

В Чаткало-Кураминском регионе на позднем этапе развития

(P₁) золотое оруденение локализовалось в интрузивных породах. Содержание золота в сиенито-диоритах (C₂) — 8,1 (из 13 определений), в кварцевых порфирах (D₁₋₂) — 12,0 (из 12) и гранодиорит-порфирах (P₁) — $8,9 \cdot 10^{-7}\%$ массы (из 65); концентрации золота более чем в 2 раза превышают кларковые. На конечном этапе (P₂—T₁) близповерхностные золоторудные месторождения приурочивались к вулканитам дацит-трахиандезит-дацитовой формации (C₂); содержание золота в этих породах — $5,6 \cdot 10^{-7}\%$ массы (из 51).

Приведенные данные согласуются с выводами ряда исследователей о приуроченности концентраций золота к участкам пород, содержание золота в которых значительно превышает кларковое. В месторождениях больших глубин преобладает кварц-арсенопиритовая с самородным золотом ассоциация; в гипабиссальных — кварц-пирит-халькопиритовая с самородным золотом и иногда электрумом; для приповерхностных месторождений характерна кварц-пиритовая ассоциация с электрумом. В рудах месторождений Кызылкумов преобладает самородное золото, а в рудах Чаткало-Кураминской зоны — электрум в сочетании с кюстелитом и самородным золотом. В некоторых месторождениях с глубиной отмечается смена электрума самородным золотом. Количественные соотношения электрума и высокопробного золота в рудах приобретают, таким образом, значение генетического показателя.

Э. М. Спиридонов, Н. Ф. Соколова, А. К. Ганеев

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЯХ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА В СЕВЕРО-КАЗАХСТАНСКОЙ РУДНОЙ ПРОВИНЦИИ

Северо-Казахстанская рудная провинция расположена в раннекаледонской складчатой области. Исследования авторов позволили выделить здесь шесть золотоносных формаций палеозоя: 1) верхнеордовикская колчеданная с золотом; 2) позднеордовикская убого-умеренно сульфидная золото-кварцевая; 3) силурийская убого-умеренно сульфидная золото-кварцевая; 4) верхнедевонская сульфидно-карбонатная с золотом; 5) позднедевонская барит-полиметаллическая золото-серебряная; 6) позднедевонская (позднепалеозойская?) ртутно-барит-сурьмяная с золотом. Вторая, третья и пятая формации — золоторудные. Ведущую роль играет позднеордовикская золото-кварцевая формация, парагенетически связанная с плутонами гранитоидов сининверсионного крыккудукского кварц-лейко-габбро-тоналит-гранодиоритового комплекса. Новые типы минеральных ассоциаций самородного золота установлены главным образом в месторождениях последней формации, которая представлена кварцевыми жилами, штокверками, оруденелыми березито-лиственитами и золотоносными скарнами.

Среди устойчивых минеральных ассоциаций, распространенных в позднеордовикских месторождениях, выделены ассоциации¹: 1) раннего кварца с шеелитом; 2) ранних сульфидов (преимущественно пирит, бедный примесью мышьяка, отличающийся электронной проводимостью); 3) поздних сульфидов, теллуридов и самородного золота. В составе последней ассоциации участвует пирит с повышенным содержанием примеси мышьяка и дырочной проводимостью; далее в порядке выделения следуют арсенопирит, пирротин, галенит, сфалерит, тетраэдрит и сульфогалениты свинца и меди, самородное золото, в отдельных случаях антимонит или теллуриды, самородное серебро и др. Ассоциации этих минералов в рудах всех месторождений продуктивные. Золотоносность более ранних образований, включая околожилные березито-листвениты, связана с наложением на них продуктивных минеральных ассоциаций.

Развитие в позднеордовикских золотых месторождениях близ-

¹ Назьмова Г. Н., Шалаев Ю. С. Минеральные ассоциации золоторудных месторождений Северного Казахстана. — Вестник МГУ. Сер. геол., 1971, № 2, с. 98—103.

ких по составу минеральных ассоциаций обусловило значительное сходство их руд. Однако в составе этих руд проявляются количественные и качественные отличия, позволяющие выделить три ассоциации: золото-антимонитовую, золото-сульфоантимонитовую (джерсонит, галенит, тетраэдрит, буланжерит) и золото-теллуридную (галенит, алтаит, теллуриды висмута, серебра, золота). От первой ассоциации к третьей увеличивается пробность золота: сульфосоли свинца сменяются галенитом, а затем алтаитом; сульфиды серебра — теллуридами; в рудах уменьшаются абсолютные количества мышьяка и сурьмы и относительные количества арсенопирита, возрастает содержание теллура, увеличивается примесь молибдена в шеелите².

Для одного из месторождений установлен парагенезис самородного золота с антимонитом. В ассоциации участвуют тетраэдрит, сфалерит, пирит, представленный губчатыми тонкозернистыми и радиальнолучистыми агрегатами³. В рудах одного из участков установлены следующие ассоциации: а) физелиит, самородное золото в тонкозернистом пирите; б) джерсонит, антимонит, фрейбергит, халькостибит, андорит, золото, кальцит и кварц.

Состав золота, физелиита и других минералов первой ассоциации изучался при помощи электронного зонда. Мельчайшие (0,001 мм) выделения золота с относительно повышенным содержанием серебра (17—19%) нередко срastaются с физелиитом, располагаясь в нем вдоль границ сферических скоплений. Состав физелиита, определенный в трех образцах, следующий (%): Pb — 34,06; Ag — 8,84; Cu — 2,81; Fe — 1,25; Sb — 32,07; S — 21,66; сумма 100,69; в расчете на 33 атома это отвечает формуле $(Pb_{4,33}Fe_{0,59})_{4,92}Ag_{2,16}Cu_{1,16}Sb_{6,95}S_{18,71}$. Приведенные значения близки к теоретическому составу физелиита и отличаются лишь более высоким содержанием меди.

Спутниками золота во второй ассоциации являются: фрейбергит, с которым оно непосредственно граничит или образует в нем включения (рис. 1), халькостибит, андорит (Pb ~ 25, Ag ~ 10, Sb ~ 45, S ~ 20%), также джерсонит и антимонит, образующие тесные субграфические срastания (рис. 2). В частицах золота определены: Au — 79,65; Ag — 19,08; Cu — 0,11; Fe — 0,05; сумма — 98,89%.

Позднеордовикские месторождения золота повсеместно содержат висмут.

В пирит-халькопиритовых рудах скарнового месторождения развиты висмутит и жозеит. Наличие самородного золота и самородного висмута и висмутина указывает на то, что химический потенциал теллура в участках минералообразования был относительно низок. В отдельных кварцевых жилах, секущих

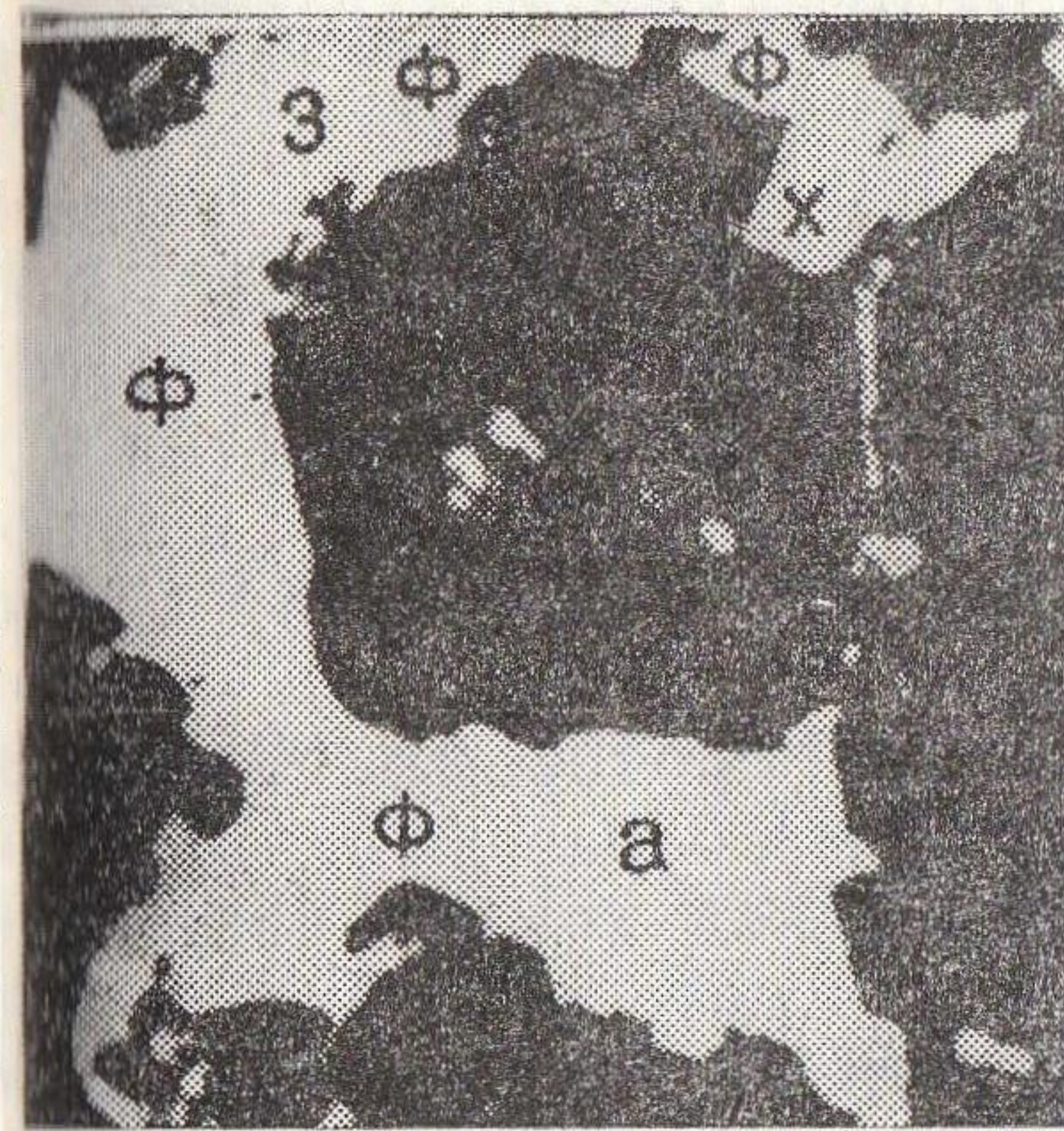


Рис. 1. Сростки фрейбергита (ф), золота (з), андорита (а), халькостибита (х), сфалерита (темное) в кварце (черное). Полированный шлиф, $\times 250$

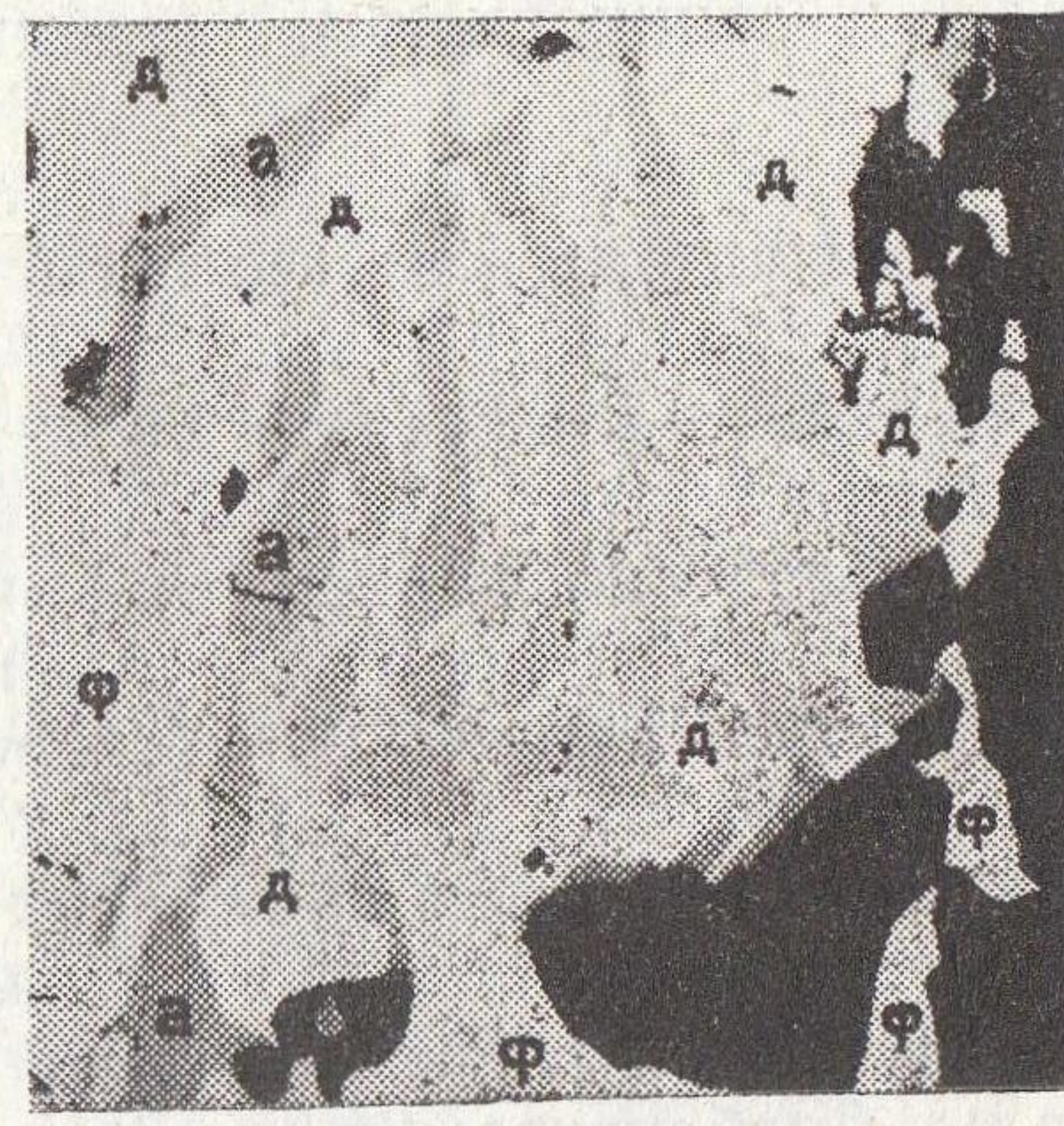


Рис. 2. Субграфический сросток джерсонита (д), антимонита (а) с фрейбергитом (ф) в кварце (черное). Полированный шлиф, $\times 250$

дамеллиты, отмечена ассоциация тетрадимита и золота. В ма-
гматических кварцевых жилах, залегающих среди гранито-
идов повышенной основности, установлен парагенезис золота с
тетрадимитом и теллуrowисмутитом или с их свинцовыми разно-
удностями. Судя по наличию самородного золота и самородно-
го серебра, потенциал теллура в растворах был невысок. В ма-
гматических кварцевых жилах, расположенных главным об-
разом среди пород основного состава и содержащих заметное
количество пирротина, т. е. сформированных в условиях дефи-
цита серы, развиты только теллуриды висмута — стибител-
луrowисмутит и значительно менее сурьмяный волинскит. Оби-
лие разнообразных теллуридов в рудах, в том числе теллуридов
золота и серебра, свидетельствует о том, что химический потен-
циал теллура при их образовании был весьма высок. Таким об-
разом, появление теллуридов, сульфотеллуридов или сульфидов
висмута в парагенезисе с самородным золотом обусловлено со-
отношением химических потенциалов теллура и серы в участках
минералообразования.

В пологих жилах одного из месторождений рассматриваемой
формации установлен ранее не описанный парагенезис золота с
тетрадимитом и теллуrowисмутитом развитыми примерно в рав-
ной мере. Минералы свинца в этих жилах отсутствуют. В жиль-
ном выполнении, бедном свинцом, установлены тесные срasta-
ния золота с теллуrowисмутитом $(Bi_{1,991}Sb_{0,009})_2Te_{2,997}Se_{0,005}S_{0,006}$
и тетрадимитом $Bi_2Te_{1,982}Se_{0,006}S_{1,001}$. В жиле Пологой среди гра-
ниодоритов, обогащенных свинцом, золото ассоциируется со
свинцовистым теллуrowисмутитом $(Bi_{1,918}Pb_{0,082})_2Te_{2,957}Se_{0,008}$

² Там же.

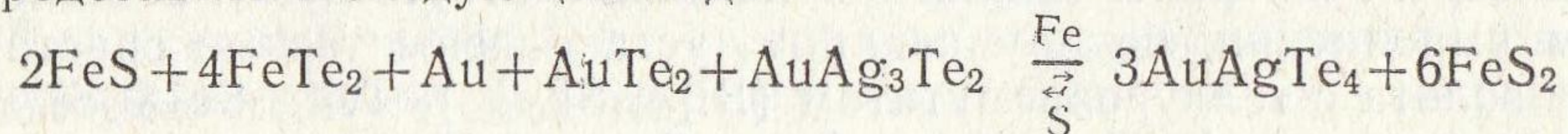
³ Там же.

$S_{0,003}$ и свинцовистым тетрадимитом $(Bi_{1,916}Pb_{0,084})_2Te_{1,968}Se_{0,015}$ $S_{1,003}$ ⁴.

Состав самородного золота довольно устойчив и не меняется в зависимости от его ассоциаций. Так, золото, развитое в кварце, содержит (% массы) Ag — 2,17 (среднее из 8 определений); золото в пирите — Ag — 2,03; Cu — 0,32; Fe — 0,04 (из 4); в халькопирите — Ag — 2,32; Cu — 0,35; Fe — 0,07 (из 2); в свинцовистых теллуrowисмутите и тетрадимите — Ag — 2,15; Cu — 0,30; Fe — 0,06 (из 5 определений).

В жилах одного из месторождений самородное золото тесно ассоциируется с пирротинном и теллуридами, обрастая их выделениями, образуя в них включения и микропрожилки; реже встречаются его обособленные выделения в кальците и кварце. Часто наблюдаются сростания золота с петцитом, фробергитом, кобальт-фробергитом и калаверитом, реже с креннеритом. Самородное золото, образующее включения в кальците и сростания с фробергитом, содержит около 8—9% серебра; находясь в ассоциации с калаверитом или монтбрейитом и петцитом, оно несколько богаче серебром (10—13%). Минеральный состав рудных тел значительно варьирует. Жилы, развитые среди пород базальтового состава, обогащены пирротинном и халькопиритом; из теллуридов в них часто встречается фробергит, петцит, креннерит, монтбрейит. Чем больше в этих жилах содержится фробергита, тем меньше в них теллуридов золота — креннерита и калаверита — и больше самородного золота. В жилах, приуроченных к породам дацитового состава, из сульфидов встречается почти исключительно один пирит; из теллуридов в них часто присутствуют алтаит, сильванит, стибботеллуrowисмутит, в то время как видимое самородное золото почти отсутствует. Таким образом, намечается взаимосвязь соотношений сульфидов железа, теллуридов золота и самородного золота.

Теллуриды, как поздние минералы рудных жил, отлагались большей частью метасоматическим путем. Благодаря более высокому сродству теллура с железом, чем с золотом, теллуриды золота могли возникать лишь в участках развития устойчивого сульфида железа — пирита. При наличии в рудах менее стойких соединений железа (пирротина и рипидолита) почти вся масса теллура связывалась в фробергите. Жилы существенно пиритового состава возникали в породах, бедных железом, в условиях высокого потенциала серы. При низком потенциале серы в более основных породах, богатых железом, кристаллизовались пирротин и хлорит. Реакцию минералообразования можно представить в следующем виде:



Приведенные данные показывают, что состав пород, вмеща-

ющих рудные тела, влиял на формирование различных ассоциаций теллуридов и самородного золота.

Необычные ассоциации золота наблюдались в участке одного из месторождений, где на золоторудные образования позднеордовикской формации наложена молибденовая минерализация верхнедевонского возраста. В поздних хлорит-карбонатных прожилках местами развиты бобовины арсенидов и сульфоарсенидов никеля, с которыми ассоциируется самородное золото. Центральные части бобовин сложены никелином и сернистым никелином, средние зоны — герсдорфитом с заметным количеством кобальта и железа, самые внешние зоны — никелистым дацитом и кобальт-никелистым арсенопиритом. Золото чаще образует идиоморфные включения в герсдорфите. Состав его, определенный при помощи электронного микрозонда (%): Au — 99,96; Ag — 0,17; следы — Fe, Si, Hg; сумма — 100,13%.

⁴ Химические анализы минералов выполнены Н. Г. Шумковой, ИМГРЭ.

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ В ПРЕДЕЛАХ ГЕРЦИНСКИХ И АЛЬПИЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР УКРАИНЫ

В отдельных районах советских Карпат и Донецкого бассейна известны золоторудные проявления неогенового, рифейского и палеозойского возрастов, относящиеся к золото-серебряной, золото-кварцевой, золото-сульфидной и золото-полиметаллической рудным формациям.

Золото-серебряная формация объединяет месторождения и рудопроявления в пределах Закарпатского прогиба, парагенетически связанные с неогеновым субвулканическим магматизмом завершающей стадии формирования Карпатской складчатой области. Золоторудные районы расположены в зоне вулканотектонических горстов, отделяющих Закарпатский прогиб от Паннонского срединного массива. Оруденение размещается в вулканогенно-осадочных образованиях миоцен-плиоценового возраста и приурочено к бортам наложенных вулканотектонических депрессий, куполовидных поднятий, а также и к прижерловым частям полигенных вулканов. Рудные тела локализируются в бортовых и оперяющих их разломах, ограничивающих вулканотектонические депрессии, или приурочены к кольцевым и радиальным разломам вокруг экструзивно-интрузивных куполов. Они образуют жилы, прожилки, гнездовые скопления в зонах брекчий и в метасоматически измененных породах.

Минеральный состав описываемых образований очень разнообразен. Вместе с тем намечается ряд устойчивых золотоносных минеральных ассоциаций, образовавшихся в интервале температур от 350—300 до 100—80°С:

а) золото-адуляр-кварцевая ассоциация. Высокопробное золото в виде пластинок и зерен размером до 1—2 мм встречается в гнездах тонкозернистого адуляра и в кварц-адуляровых прожилках обычно совместно с халькопиритом, иногда с пиритом и сфалеритом. Наблюдается тонкая вкрапленность золота в серицит-адуляр-кварцевых агрегатах в парагенезисе с пиритом;

б) золото-кварц-гематитовая ассоциация. Зернистые выделения высокопробного золота размером 0,01—0,03 мм выполняют промежутки между игольчатыми кристаллами гематита (спекулярита) в кварц-гематитовых прожилках, часто сопровождаясь пиритом;

в) золото-галенит-сфалеритовая ассоциация с сульфосолями серебра. Низкопробное золото (проба 580—620) встречается в

иде мелких неправильных выделений в галените, сфалерите и пирците. В галените частицы золота (0,006—0,03 мм) образуют очечные скопления или тонкие цепочки из 4—5 золотинок, ориентированные под прямым углом друг к другу. В сфалерите золото встречается реже, но его выделения более крупные (до 0,2—0,5 мм). Сравнительно редко золото образует включения в кварце, цементирующем золотосодержащий галенит и сфалерит; размер включений до 0,2 мм, форма их сечений овальная, лапчатая, амебовидная. В пирите видимое золото не отмечено, но рентгеновским анализом установлено его наличие. Совместно с золотом находятся марказит, арсенопирит, аргентит, полибазит-пирсеит, халькопирит, пираргирит, миаргирит, тетраэдрит и фрейбергит. Основная часть серебра связана с галенитом и серосодержащими минералами;

г) золото-кварц-пиритовая минеральная ассоциация (наиболее поздняя). Золото приурочено к тонким кварц-пиритовым прожилкам, секущим золото-полиметаллические руды. Его пластинчатые выделения размером до 0,2 мм наблюдаются в темно-сером халцедоновидном кварце.

В пределах складчатой области советских Карпат золото-рудная минерализация известна в метаморфических образованиях Мармарошского массива. Она приурочена к зеленосланцевым породам деловецкой свиты, возраст которых, по данным изотопных определений (по циркону), 640 млн. лет. Оруденение относится к золото-кварцевой и золото-сульфидной формациям.

Золото-кварцевая формация характеризуется сравнительно простым минеральным составом рудных тел и низким содержанием сульфидов. Месторождения и рудопроявления представлены кварцевыми жилами, а также минерализованными зонами смятия, микроскладчатости, рассланцевания, дробления и кварцевания, залегающими согласно слоистости пород. Рудные минералы представлены пиритом, арсенопиритом, золотом, халькопиритом, реже сфалеритом, галенитом. Из нерудных кроме кварца присутствуют альбит, анкерит, сидерит, барит, редко турмалин, мусковит, хлорит.

Имеющиеся материалы позволяют выделить минеральные ассоциации: золото-кварц-альбитовую, золото-кварц-анкеритовую, золото-кварц-сидеритовую. В их развитии сказывается вертикальная гипогенная зональность, обусловленная влиянием состава вмещающих пород. Доля сульфидной части рудных тел не превышает 3—7%. Главные минералы — пирит и арсенопирит.

По величине и знаку термоэлектродвижущей силы (ТЭДС) выделены две разновидности пирита — с дырочной и электронной проводимостью. Пирит с дырочной проводимостью образовался при температуре 220—160°. Он тесно связан с арсенопиритом и кварцем. Микрорентгеноспектральным и пробирным анализами в нем установлено золото. Пирит с электронной проводимостью образовался при температуре 370—400°. Он имеет площадное

распространение и, по-видимому, является продуктом метаморфизма вмещающих пород.

Арсенопирит, широко развитый на некоторых месторождениях и рудопоявлениях, образовался при температуре ниже 240° . Он содержит 34,6% железа, 23,2% серы, 42,8% мышьяка. Избыток серы в арсенопирите (3,5%) против стехиометрии в расчете мышьяка свидетельствует о высоком парциальном давлении серы в период рудоотложения.

Встречаются мелкие зерна золота неправильной формы размером до 0,1—0,2 мм. В жильных телах распределение золота крайне неравномерно. Большая часть его концентрируется в контакте кварца с вмещающими породами.

Проявления золото-сульфидной формации изучены слабо. Рудные тела в виде линзовидных залежей, прослоев, жил залегают согласно слоистости пород. Оруденение развито в осадочно-вулканогенных метаморфизованных толщах рифей-нижнего палеозоя. Здесь могут быть выделены две минеральные ассоциации: золото-пиритовая и золото-пирит-халькопирит-арсенопиритовая.

В Донецком бассейне на территории Нагольного кряжа известен ряд золото-свинцово-цинковых рудопоявлений. Вмещающими породами являются терригенные песчано-глинистые отложения ниже- и среднекаменноугольного возраста. Породы большей частью глинистые сланцы, в той или иной мере обогащенные органическим веществом и содержат осадочно-диагенетические вкрапления пирита. Оруденение контролируется крупнейшими структурами региона: Главной антиклиналью и зоной глубинного осевого разлома. Оно локализуется в зонах смятия и повышенной трещиноватости, в пределах антиклинальных складок высоких порядков, приуроченных к узлу сочленения субширотных структур с поперечным Ровенским поднятием. В минерализованных зонах сосредоточено жильное и прожилково-вкрапленное оруденение. Нижняя возрастная граница рудных образований, по радиологическим данным, 250—230 млн. лет.

Золотое оруденение Нагольного кряжа относится к золото-полиметаллической формации. Выделяются две основные золотоносные минеральные ассоциации. Первая, ранняя, более высокотемпературная ($350—250^{\circ}$) ассоциация представлена золотоносными кварцем, анкеритом, пиритом и арсенопиритом, включая и метакристаллы арсенопирита во вмещающих породах. Золото, в основном тонкодисперсное, концентрируется в жилах в пирите и арсенопирите. Вторая ассоциация образованная при более низких температурах ($300—100^{\circ}$), соответствует по составу обычной золото-полиметаллической ассоциации золотых руд. Главные ее минералы — кварц, анкерит, сфалерит, галенит, халькопирит, бурнонит, блеклые руды, иногда арсенопирит и пирит II. Присутствуют также буланжерит (иногда в весьма значительных количествах), редко антимонит

ргентит, киноварь и ряд второстепенных рудных и жильных минералов. Золото полиметаллической ассоциации отличается, как правило, более крупными размерами выделений (0,01—0,1 мм); обычно оно тесно сростается с галенитом, сфалеритом и кварцем. Рассматриваемая ассоциация наложена на проявление первой ассоциации. Золото в подавляющем большинстве случаев выполняет межзерновые пространства и трещины агрегатов минералов более ранней ассоциации. Видимые его частицы наиболее часто встречаются в пирите, арсенопирите, кварце и анкерите.

Приведенные данные показывают, что повышенная золотоносность ранних сульфидов обусловлена наличием в них двух генераций золота, вероятно, тонкодисперсного, сингенетического с вмещающими минералами и более позднего, в большей части видимого. В кварце и анкерите ранних генераций золото отлагалось лишь в тех участках, где они были деформированы и содержали сульфиды железа и мышьяка. Среди минералов второй ассоциации непосредственные сростания с золотом образуют галенит, сфалерит, кварц, бурнонит, халькопирит, буланжерит.

ЗОЛОТОНОСНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ В ОДНОМ ИЗ РАЙОНОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ

В западной части одного из районов Центральной Камчатки известны рудопроявления, представленные жилами в пропилитизированных породах и серицитовых кварцитах. Особенности строения руд в соответствии с классификацией А. Г. Бетехтина (Бетехтин и др., 1964) позволяют относить их к двум типам рудных образований: выполнения пустот и метасоматическому. Руды второго типа встречаются реже, чем представители первого типа, часто совместно с ними. Текстуры руд брекчиевые, колломорфные, полосчатые, кокардовые. Золото и серебро присутствуют в рудах в самородном виде и в соединениях с теллурами и серебром — также и в виде сульфидов. В разных количествах встречаются сульфиды и теллуриды меди, свинца, висмута, сульфиды железа, блеклые руды и сульфосоли. Рудные минералы составляют 0,1—0,8%, очень редко до 1,5—2% объема жильного выполнения. Относительное количество сульфидов и теллуридов меняется в широких пределах. Сульфиды, преимущественно пирит, преобладают среди рудных компонентов минерализованных серицитовых и гидрослюдистых кварцитов.

Установлено три типа минеральных ассоциаций, по-видимому, представляющих продукты деятельности трех стадий рудообразования: золото-сульфидной, золото-теллуридной и золото-кварцевой. В некоторых рудоносных участках проявлена мышьяково-сурьмяно-ртутная минерализация, иногда с золотом и серебром, относящаяся к проявлениям низкотемпературной минерализации.

Золото-сульфидная стадия рудообразования проявлена в обломках брекчий первой генерации, что свидетельствует о формировании золото-сульфидных ассоциаций в раннюю стадию рудного процесса (рис. 1). Наиболее часто встречаются следующие минеральные ассоциации: пирит—халькопирит—золото; пирит—пирротин—сульфиды меди—галенит—сфалерит—блеклые руды; пирротин—аргентит—золото; халькопирит—аргентит—золото. В виде мелких изолированных вкраплений очень редко встречаются теллуровисмутит (?) и тетрадимит, также отложившиеся на начальной стадии минерализации; из нерудных минералов характерны альбит и хлорит. Золото-теллуридная стадия устанавливается в цементе рудных брекчий I генерации и в обломках брекчий II генерации. Рудные минералы в не-

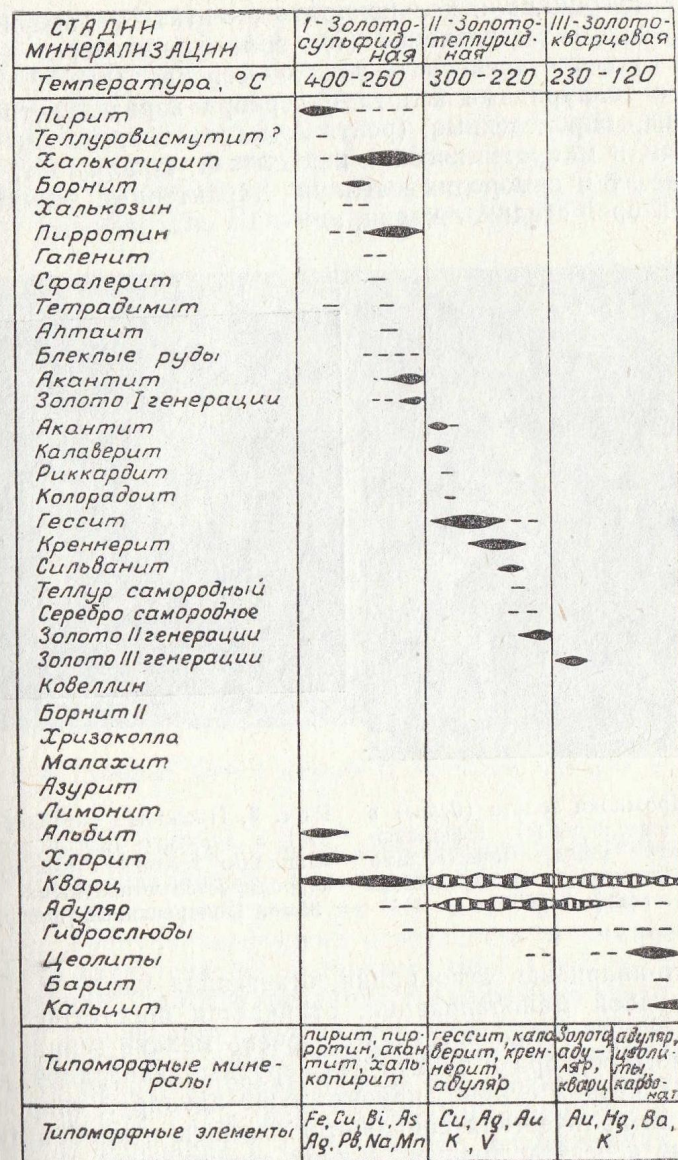


Рис. 1. Последовательность формирования руд одного из рудопроявлений Центральной Камчатки

составляют 0,02—0,06% и представлены главным образом теллуридами. Из сульфидов в заметных количествах присутствует акантит, изредка встречаются пирротин и халькопирит. Распространены теллуриды золота, серебра и меди, а также самородное золото, серебро, теллур (?). Наблюдаются следующие мине-

ральные ассоциации: халькопирит—акантит—калаверит (?), золото; акантит—сильванит (?)—золото—креннерит (?); пирит (?)—гессит—креннерит—золото—серебро (рис. 2, 3). Со-местно с теллуридами золота и серебра изредка встречаются минералы, определенные (рентгенометрически, по оптическим свойствам и микрохимически) как алтаит, колорадоит, риккит, вейссит и самородный теллур. Характерные нерудные минералы второй стадии — кварц, адуляр и гидрослюда.



Рис. 2. Прожилки золота (белое) в акантите (светло-серое), выполняющем пустоту между кристаллами кварца (черное). Полированный шлиф, $\times 500$

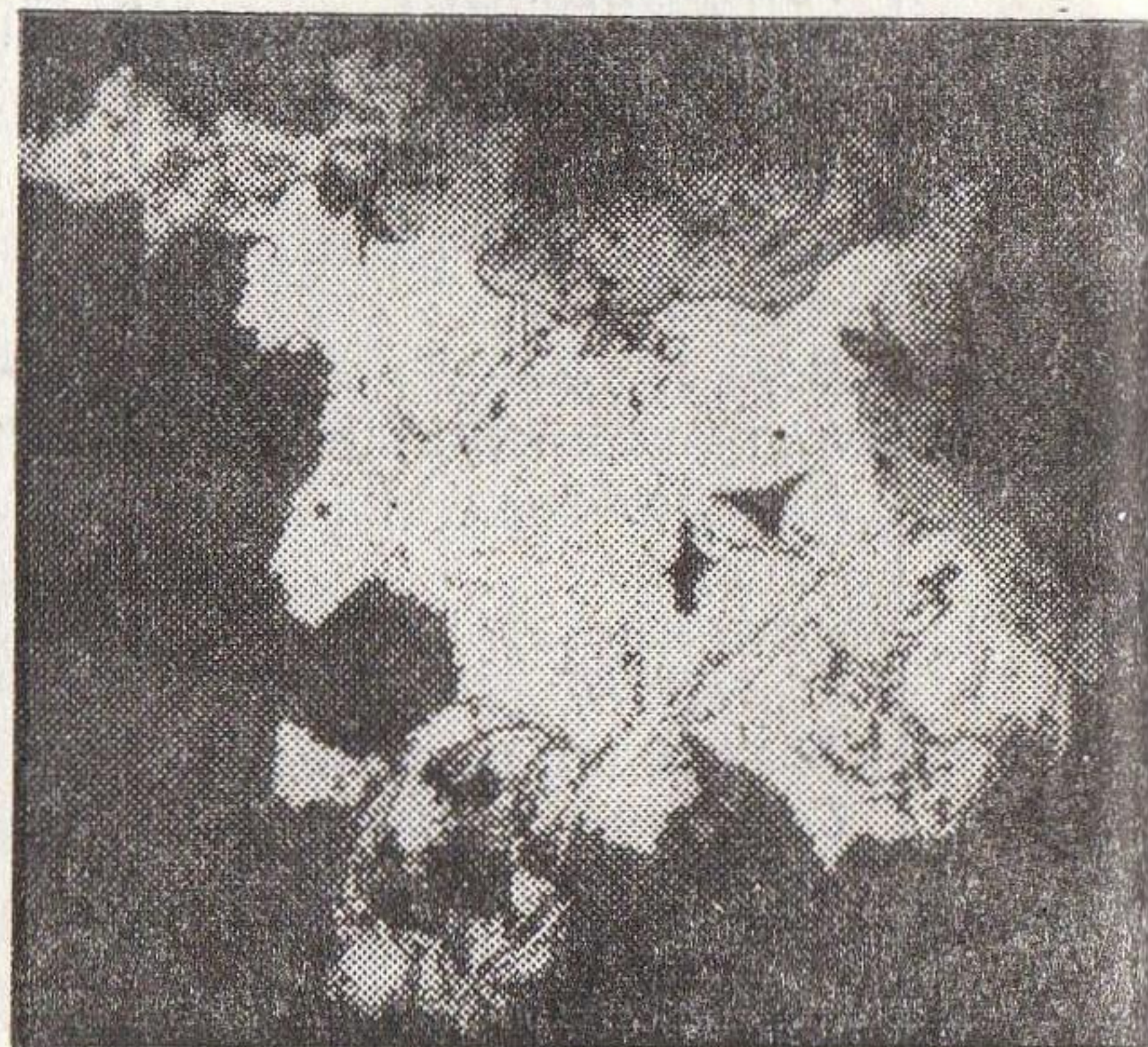


Рис. 3. Прожилки креннерита (белое) в акантите (светло-серое), замещающем гесситом (серое). Гессит корродируется вторичными минералами. Полированный шлиф, $\times 550$

Золото-кварцевая ассоциация, отнесенная нами к третьей стадии рудной минерализации, отличается простотой состава. Исключительно редко встречаются очень мелкие зерна гессита, самородного серебра и пирита. Из нерудных минералов, как и в продуктах второй стадии, присутствуют адуляр и гидрослюда, в заметных количествах появляются цеолиты и карбонаты. Минеральные агрегаты поздней рудной стадии отличаются разнообразием колломорфно-полосчатых текстур и развитием эмульсионной вкрапленности золота.

Самородное золото I генерации образует мелкие (0,01–0,1 мм) изометрические включения в сульфидах, в основном в халькопирите, и несколько крупнее (до 0,25 мм) в кварце. Прерывистые каймы золота отмечались вокруг зерен халькопирита, пирротина, идаита (?), борнита и других минералов. Пробность золота 750–860. Золото, участвующее в составе зо-

лото-теллуридных ассоциаций, чаще губчатое, размер его выделений от сотых долей до 1 мм. Оно часто сростается с акантитом, калаверитом (?), сильванитом, гесситом, образуя мельчайшие прожилки по микротрещинам в акантите и иногда в гессите и тончайшие пленки на их зернах (рис. 2); наблюдаются микророзернистые агрегаты золота с калаверитом (?), креннеритом. Извлеченные из них золотины имеют сложные губчатые и ячеистые формы (рис. 4). Пробность золота 890–954.

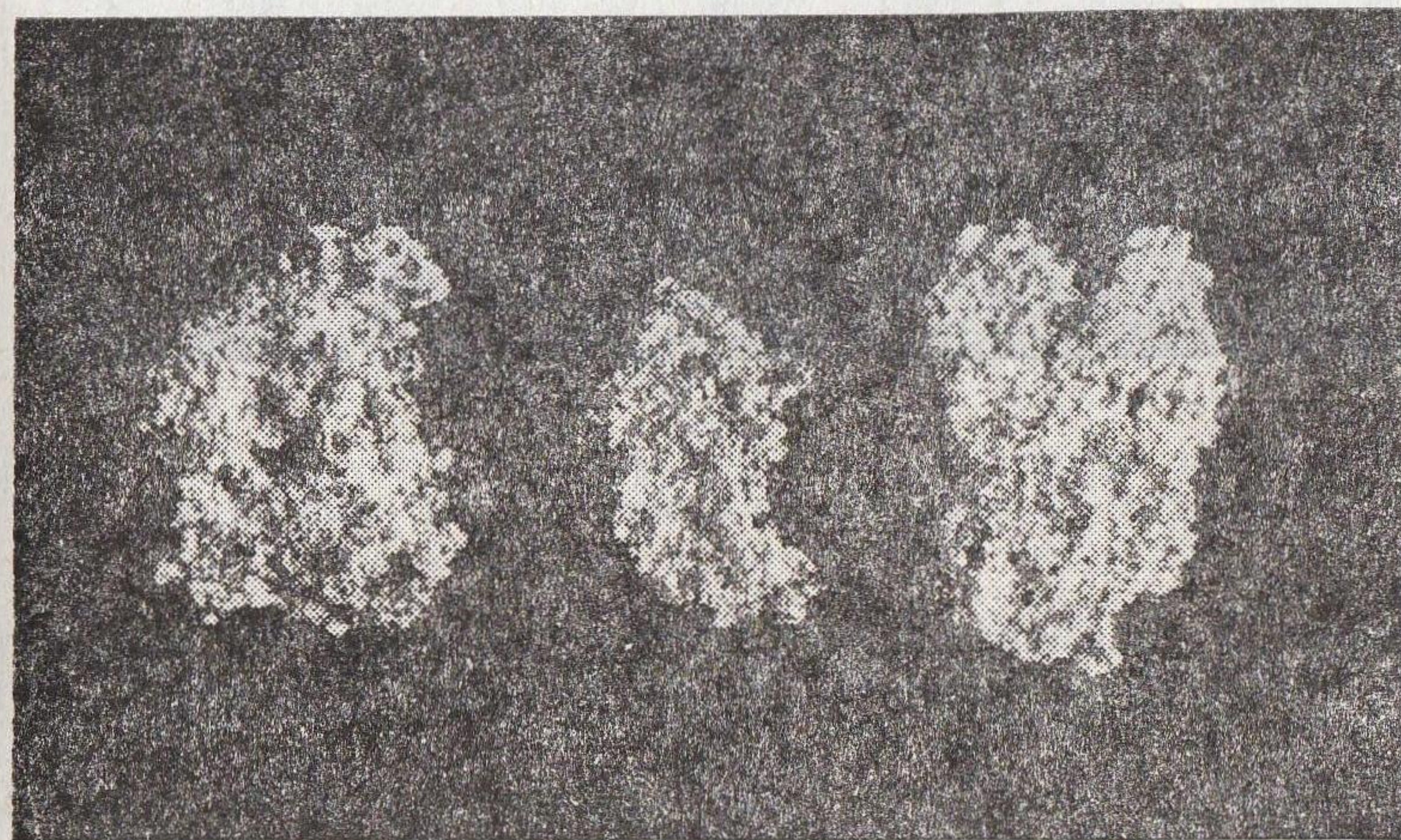


Рис. 4. Губчатые формы золотины II генерации. Фракция +0,25 мм

В минералах поздних ассоциаций золото (III генерации) образует проволочковидные и дендритовидные выделения длиной до 0,1 мм при толщине не более 0,01 мм, чаще 0,001–0,005 мм (рис. 5). Гранулометрические особенности и химический состав золота характеризуются данными табл. 1 и 2.

Теллуриды золота встречаются сравнительно редко. По отношению к самородному золоту они ведут себя в одних случаях как более ранние, в других как более поздние минералы. Отмечаются их мелкие прожилковидные включения и нарастания на частицах золота I генерации, тончайшие прожилки в акантите, в золоте II генерации и в гессите. На дебаеграммах, полученных при съемке сростков минералов, имеются линии, идентифицирующиеся с эталонными дебаеграммами калаверита и креннерита. Формирование характеризуемых зон минерализации, судя по особенностям состава и строения руд (развитие метаколлоидных текстур и др.), происходило в условиях малых глубин. Результаты изучения температуры гомогенизации газовой-жидких включений в кварце (табл. 3) указывают на постепенное снижение температуры поступающих растворов. Об этом же сви-

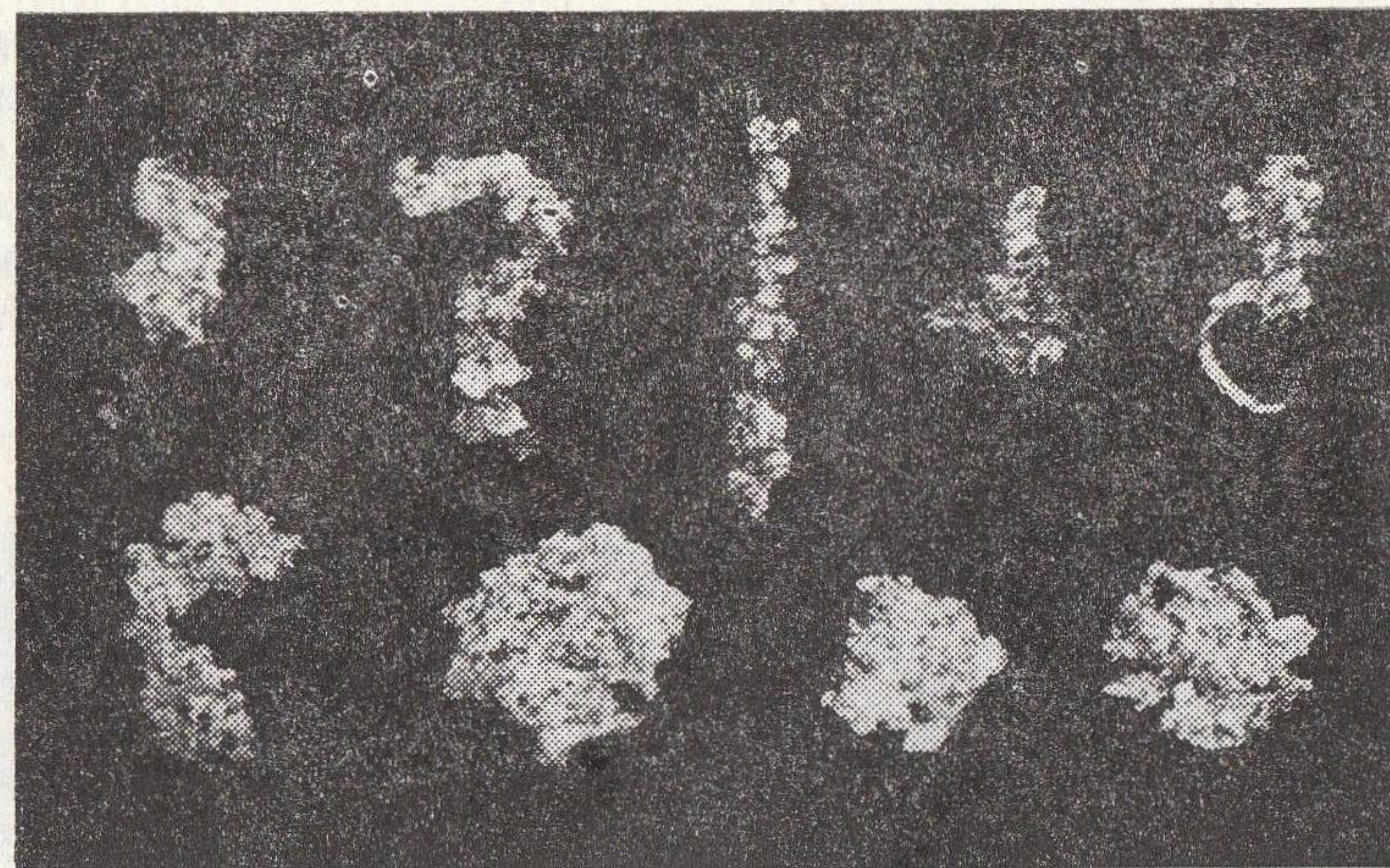


Рис. 5. Формы золотин III генерации, фракция —0,07 мм (верхний ряд) и золотин II генерации, фракция —0,1 мм (нижний ряд)

детельствуют наблюдающиеся в рудах параморфозы акантита по аргентиту, фиксирующие температурный порог превращения 175—180°.

Изучение состава водных вытяжек из кварца (табл. 4) показало, что в ранних и поздних стадиях процесса растворы были хлоридно-гидрокарбонатными с рН 5,90—6,40. С понижением температуры прекращалось поступление в растворы иона NH_4^+ , понижалось содержание кальция и магния. На заключительных этапах процесса растворы становились калиево-натровыми.

Сравнение полученных результатов с опубликованными дан-

Таблица 1

Гранулометрическая характеристика золота (%)

Фракция, мм	I генера-ция	II генера-ция	III генера-ция	Валовая проба
+1,0	7,4	Нет	Нет	1,4
+0,5	14,8	1,4	0,7	1,9
+0,25	11,3	1,5	1,6	5,3
+0,14	8,2	11,8	5,1	14,8
+0,10	11,6	17,9	5,7	40,2
+0,07	27,8	27,7	24,5	3,2
+0,04	12,1	23,5	25,2	27,6
—0,04	6,8	16,2	37,2	5,6
Навеска, мг	1369	549	752,8	3191
Средневзвешенный размер, мм	0,22	0,08	0,055	0,11

Таблица 2

Химический состав золота (%)

Элемент	I генерация	II генерация	VIII генера-ция	Валовая** проба
Au	86,01*	95,40*	95,44*	86,54
Ag	12,63*	3,42*	2,45*	12,61
Cu	0,840	0,810	0,660	Не опр.
Pb	0,20	0,11	0,092	»
Hg	0,0003	0,0012	0,705	0,0012
Sb	Нет	Нет	Нет	Не опр.
As	0,22	0,20	0,17	0,11
Bi	Нет	Нет	Нет	Не опр.
Te	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,017
Se	»	»	»	0,020
Pt	Нет	Нет	Нет	Не опр.
Sn	0,0056	0,0022	0,0011	»
Ni	Нет	Нет	Нет	»
Co	»	»	»	»
Fe	0,028	0,016	0,011	Нет
Si	0,027	0,027	0,0093	Не опр.

* Анализ пробирный, навеска 10—15 мг.

** Анализ микрохимический, навеска 30 мг (М. А. Кучерова, ДВГИ).
Остальные анализы спектральные количественные (ДВГИ).

Таблица 3

Температура гомогенизации газовой-жидких включений в кварце

Характеристика минерального агрегата	Средний размер включений, мм	Средний объем фаз Г-Ж, %	Температура гомогенизации, °С
Безрудный мелкозернистый кварц (начало золото-сульфидной стадии)	0,03	10—90	400—330
Кварц-пиритовые с золотом и золото-халькопирит-пирротинные агрегаты	0,05	10—90	360—260
Золото-теллуридные агрегаты	0,03	15—85	280—180
а) золото-кварцевые агрегаты;	0,007	15—85	230—180
б) гнезда крупнокристаллического друзовидного кварца	0,06	12—88	190—150
Поздний безрудный кварц			
а) гребенчатый кварц из поздних рудных прожилков	0,02	10—90	220—120
б) аметистовидный безрудный кварц	0,05	15—85	180—150

ными позволяет сделать вывод, что набор и количественные соотношения главных компонентов раствора характерны для горячих рассолов и термальных вод молодых вулканических областей (Бетехтин, 1964; Набоко, 1961; Уайт, 1965). Причинами

Химический состав водных вытяжек из кварца

	Верхний участок			Нижний участок											
				золото-сульфидная стадия				золото-теллуридная стадия				золото-кварцевая стадия			
				г кг H ₂ O	г-экв. кг H ₂ O	г-экв. % кг H ₂ O	г кг H ₂ O	г-экв. кг H ₂ O	г-экв. % кг H ₂ O	г кг H ₂ O	г-экв. кг H ₂ O	г-экв. % кг H ₂ O	г кг H ₂ O	г-экв. кг H ₂ O	г-экв. % кг H ₂ O
K ⁺	10,200	0,443	49,78	7,314	0,318	25,57	22,432	0,976	66,22	10,311	0,448	70,11			
Na ⁺	6,540	0,167	18,76	3,458	0,884	65,53	17,534	0,448	30,39	5,217	0,133	20,81			
Ca ²⁺	3,857	0,158	17,75	1,469	0,060	4,45	He обн.			0,695	0,028	4,38			
Mg ²⁺	3,428	0,085	9,55	1,340	0,033	2,45	2,204	0,050	3,39	1,217	0,030	4,70			
NH ₄ ⁺	0,714	0,037	4,16	1,037	0,054	4,00	He обн.			He обн.					
Σ _{кат}	24,739	0,890	100	14,618	1,349	100	42,170	1,474	100	17,442	0,639	100			
HCO ₃ ⁻	48,800	0,813	90,64	32,703	0,545	84,23	74,693	1,244	84,17	28,643	0,477	68,93			
Cl ⁻	3,000	0,084	9,36	3,631	0,102	15,77	8,326	0,234	15,83	7,562	0,215	31,07			
F ⁻	He обн.			He обн.			He обн.			He обн.					
SO ₄ ²⁻	»			»			»			»					
BO ₃ ³⁻	»			»			»			»					
Σ _{ан}	51,800	0,897	100	36,334	0,647	100	83,019	1,478	100	36,295	0,692	100			
H ₂ O, %															
массы		0,21			0,347			0,122			0,345				
Общая минерализация, %		7,1			4,8			11,1			5,09				

Примечание. Аналитик О. П. Курякова (ДВГИ).

контрастного состава руд разных стадий являются, на наш взгляд, химические свойства серы и теллура, концентрация их, а также золота, серебра, меди и других тяжелых металлов. Имеет значение и повышение щелочности растворов. Существует эмпирически установленный ряд возрастания сродства металлов теллуру: медь—свинец—никель—висмут—ртуть—серебро—золото (Чижилов, Счастливый, 1966). Наши данные соответствуют этой закономерности. На первой стадии формирования характеризующихся руд концентрация серы в растворах была значительно выше, чем теллура, поэтому отлагались сульфиды железа и других металлов. Небольшое количество теллура фиксировалось в составе теллуrowисмутита, тетрадимита, алтаита и некоторых других теллуридов. С повышением концентрации серебра и золота в конце первой стадии образовывались аргентит и самородное золото. На второй рудной стадии возрастала роль теллура, образовывались теллуриды золота и серебра, аргентит замещался гесситом. При почти полном связывании теллура в этих минералах начиналась кристаллизация золота и серебра в самородном виде. На третьей стадии процесса содержание металлов в растворах было крайне незначительным, а самородное золото осталось практически единственным компонентом отлагавшегося рудного вещества.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Структурно-текстурные особенности эндогенных руд. М.: Недра, 1964, с. 5—96.
- Набоко С. И. Современные гидротермальные процессы и метаморфизм вулканических пород. — Тр. лаборатории вулканологии. М., 1961, вып. 19, с. 12—33.
- Уайт Д. Е. Термальные воды вулканического происхождения. — В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965, с. 78—101.
- Чижилов Д. М., Счастливый В. П. Теллур и теллуриды. М.: Наука, 1966, с. 1—43.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ РУДНЫХ ОБОСОБЛЕНИЙ ОДНОГО ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЛЕНСКОГО РАЙОНА

Месторождение, на примере которого рассмотрены типоморфные особенности и минеральные ассоциации, свойственные золото-кварц-сульфидной формации, расположено в центральной части крупного синклинория и представляет собой мощную пологозалегающую зону рудной вкрапленности, линз и прожилков в ядерной части и пологом крыле антиклинальной складки. Вмещающие породы — монотонная толща интенсивно рассланцованных углистых алевролитов и алевро-пелитовых сланцев; эта толща перекрывается отложениями карбонатных песчаников и известняков и подстилается мощным горизонтом кварцевых песчаников.

По морфологии рудных обособлений и минеральным ассоциациям на месторождении выделяется пять минеральных образований, характеризующих пять периодов оруденения: 1) вкрапления (метакристаллы) пирита в кварцевой оторочке и скопления пиритовой «пыли» в породах; 2) прожилки и мелкие жилы серого кварца и кварц-карбонатного состава; 3) линзы и гнездообразные скопления пирита; 4) прожилки кварц-пиритового состава; 5) жилы и прожилки белого кварца. Выделенные минеральные образования четко обособлены во времени, они возникли в том порядке, в каком перечислены.

Спорадические вкрапления пирита, по-видимому, диагенетические, характерны для всего разреза отложений Ленского района. Это совершенные кристаллы кубической формы с четко проявленной штриховкой граней. Размер их от 0,1—0,3 до 1—3 см. В кристаллах много включений вмещающих пород, кварца, серицита, углистого материала. К этой же категории рудных обособлений нами отнесены и скопления мелких (0,1—0,2 мм) зерен пирита. Пирит распределен в породах довольно равномерно, содержание его не превышает 1%.

Прожилки и мелкие жилы серого кварца и кварц-карбонатного состава концентрируются в зонах сближенных трещин главного кливажа, а также в сколовых трещинах северо-восточного и северо-западного простираний, главным образом в периферийной части рудной зоны. В состав прожилков входят кварц, анкерит, сидерит, доломит. Рудной минерализации проявления данного этапа практически не несут.

Линзы и гнездообразные скопления суль-

Характер выделений пирита	Пробирный анализ, усл. ед.		
	Au	Ag	As
Редкие вкрапления в породах	1,0— 4,0	0,6— 2,2	0,09—0,1
Линзы и гнездообразные скопления	16,0— 88,5	0,8—9,8	0,09—0,19
Выделения в кварц-сульфидных прожилках	124,9—172,4	17,8—39,8	0,14—0,30
Включения в жилах белого кварца	13,8— 66,8	3,9—62,2	0,3

фидов слагают периферические части месторождения. Реликты их отмечаются и в центральной части рудной зоны, но здесь они сильно перекристаллизованы и первичное строение их затупшевано.

Сульфиды выполняют трещины главного кливажа и реже крутопадающие субширотные и субмеридиональные трещины отрыва. Содержание их во вмещающих породах колеблется от 1—2% до 5—7%. Минеральный состав линз и скоплений довольно прост: 80—85% — пирит и 5—20% — кварц. В тесном соприкосновении с пиритом наблюдаются зерна пирротина, халькопирита, галенита, герсдорфита, золота и других минералов. Они располагаются главным образом по трещинкам и границам кристаллов пирита.

Прожилковая кварц-пиритовая минерализация развита в центральной части рудной зоны, в ядре и пологом крыле антиклинали. Прожилки фиксируют трещины главного кливажа, крутопадающие трещины отрыва субмеридионального и субширотного простираний, а также сколовые трещины. Насыщенность вмещающих пород кварц-сульфидными прожилками находится в прямой зависимости от степени их трещиноватости и колеблется от 1 до 5—7, редко достигая 10%.

Прожилки сложены на 50—70% пиритом и на 30—50% кварцем. В зернах пирита из прожилков, так же как в линзах и гнездах, наблюдаются включения халькопирита, пирротина, галенита, герсдорфита, сфалерита, золота, реже магнетита, арсенида пирита, аргентита. Количество минералов-включений в пирите прожилков в 2—4 раза больше, чем в пирите линз и гнезд.

Жилы и прожилки белого кварца приурочены к осевой части антиклинали, где они образуют жильную зону. В осевой части структуры, в пределах зоны кварц-сульфидных прожилков, кварцевые жилы имеют ограниченное распространение. Все сульфидные и кварц-сульфидные тела пересекаются жилами, которые контролируются главным образом радиаль-

Количественный спектральный анализ, %					
Cu	Zn	Pb	Ni	Co	Bi
0,03—0,05	0,002—0,01	0,009—0,01	0,01—0,03	0,015—0,02	0,0002—0,0004
0,02—0,07	0,004—0,006	0,03—0,08	0,02—0,55	0,02—0,06	0,0002—0,0004
0,02—0,06	0,005—0,02	0,02—0,08	0,02—0,06	0,02—0,06	0,0001—0,0003
0,05	0,004	0,007	0,4	0,01	0,0001

ными трещинами в пределах антиклинальной структуры.

В минералогическом отношении жилы и прожилки белого кварца однородны. В состав их входят кварц (95—99%); железистые карбонаты (до 1,5%) — анкерит, доломит, сидерит; рудные минералы (до 1%) — пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, гематит, золото и акцессорные — эпидот, рутил, турмалин.

Золото в самородном виде отмечено в проявлениях всех периодов оруденения. Но основные концентрации его создавались на сульфидной и кварц-сульфидной стадиях.

Проведенные исследования позволили установить, что золото находится в прямой парагенетической связи с пиритом и другими рудными минералами, в то время как в ассоциации с кварцем оно, вопреки существующему мнению, отмечается редко.

Концентрация золота и серебра в пирите сульфидных и кварц-сульфидных проявлений (см. таблицу) резко возрастает по мере перехода от одного периода минерализации к другому. Содержание их в пирите кварцевых жил несколько меньше. Можно предположить, что в процессе переотложения размеры золотин увеличились и золото переходило в кварц, где отлагалось в трещинах и в пустотах. Содержание микроскопического и субмикроскопического золота в мономинеральных агрегатах кварца, в кварц-сульфидных обособлениях, в породах, а также в жильном кварце, по данным химических анализов, колеблется на уровне фонового для рудной зоны в целом.

Таким образом, выделенные на месторождении рудные обособления отчетливо различаются по минеральному составу, типоморфным особенностям минералов и содержанию в них золота и серебра.

Е. П. Зарембский

ТИПЫ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ОДНОМ ИЗ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ

Современные представления о геологическом строении и условиях формирования месторождения сложились благодаря публикациям А. И. Казаринова, М. С. Михайловой, С. И. Косова, И. И. Фатьянова и др., сделанным в начальный период изучения рудного поля. В результате многолетних поисково-разведочных работ получены новые данные о геологоструктурных особенностях локализации и основных этапах формирования золоторудного и редкометального оруденения. Ниже кратко излагаются результаты проведенных исследований.

Условия локализации оруденения. Месторождение приурочено к Улской вулcano-тектонической впадине, структурно сопряженной с северным окончанием Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Впадина сформировалась в зоне близширотных разломов и выполнена вулканогенными породами даний-палеоценового возраста. Основанием вулканитов служат песчанико-алевролитовые флишеидные отложения верхнеюрского и нижнемелового возрастов. Осадочные отложения смяты в крупные асимметричные складки северо-восточного простирания, которые вблизи месторождения разворачиваются в близширотном направлении, образуя таким образом в плане сигмоидальный изгиб осей складок. Породы подвержены слабому региональному метаморфизму, который нигде не достигает фации зеленых сланцев.

Вулканогенные породы состоят из лав и туфов андезитового состава. В низах разреза вулканитов отмечаются прослои и линзы туфоалевролитов с отпечатками флоры даний-палеоценового возраста. С палеоботаническими данными хорошо согласуются результаты определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом — 70—65 млн. лет (5 определений)¹. В краевых частях вулканоструктуры благодаря значительному эрозионному срезу обнажены вулканические жерловины, выполненные лавами, автомагматическими брекчиями и туфами андезитов и андезито-дацитов. Большинство жерловин имеют в плане удлиненную форму, ориентированы в северо-восточном направлении и наследуют довулканический структурный план основания. В центральной части рудного поля эффузивные образова-

¹ Здесь и далее определения Т. Ковальчук, ДВТГУ.

ния прорваны субвулканическими телами крупнопорфировыми андезитами и диоритовыми порфирами, сопровождающихся по периферии линзами взрывных брекчий. Субвулканические образования завершают формирование вулканоструктуры и по радиологическим данным относятся к раннему эоцену (61—48 млн. лет, 5 определений).

Осадочные и вулканогенные породы прорываются ранними среднепалеогеновыми интрузивными образованиями, представленными монцонитоидными гранодиоритами западной окраины крупного и сложного по составу Бекчи-Улского интрузивного массива. Кроме того, они секутся трещинными телами кварцевых монцодиоритов, гранодиорит-порфиров, а также многочисленными дайками последовательно дифференцированного интрузивного комплекса (от габбро-порфиров до гранит-порфиров). По радиологическим данным возраст этих пород датируется средним и поздним эоценом (60—42 млн. лет, 16 определений). Для описываемого комплекса пород характерен северо-западный и близширотный структурный план, реже они наследуют более ранние, северо-восточные структуры. Наиболее поздними на рудном поле являются дайки долеритов, трахитов, трахибазальтов, возраст которых по радиологическим данным определяется как олигоценый (38—27 млн. лет, 5 определений).

Интрузивные породы кроме тесных пространственных и временных связей отличаются также общностью петрохимических особенностей. Они имеют повышенную щелочность, достигающую 7,0—7,8% и преобладание K_2O над Na_2O . В то же время для вулканитов сумма щелочей не превышает 6,7% и в их составе преобладает Na_2O . Это позволяет отнести данные породы к двум самостоятельным петрохимическим сериям магматических пород, пространственно совмещенным в пределах рудного поля.

Анализ размещения магматических образований и трещинной тектоники позволяет сформулировать представление о структуре рудного поля как о многоканальном палеовулканогенном в последствии разломами северо-восточного, северо-западного и близширотного простираний. Эти разломы образуют систему дорудных блоков, контролируют размещение зон метасоматитов, золоторудных кварцевых тел, трещинных интрузивов и тем самым обуславливают каркасно-блоковое строение рудного поля.

Основу структурного каркаса составляют разломы северо-восточного и северо-западного направлений. Первые являются более ранними, представляют собой крутопадающие сбросы с амплитудой перемещения до 100 м. К ним приурочиваются зоны предрудной пропилитизации, серицит-кварцевого метасоматоза, золоторудные кварцевые тела. Разломы северо-западного простирания отличаются большой протяженностью и переменными углами падения. Они выполняются дайками последова-

тельно дифференцированного интрузивного комплекса, причем отдельные нарушения нередко вмещают тела диоритовых порфиров и гранит-порфиров или базальтов, образуя своеобразные «двойные» дайки. К ним также приурочиваются зоны кварцевых турмалиновых пород, кварцевые и карбонатно-сульфидные жилы поздних этапов минерализации. Все это свидетельствует о интенсивной тектонической активности северо-западной системы дизъюнктивов. Реже проявлены близширотные разломы, осложняющие ортогональную систему блоков. Это наиболее значительные и глубоко заложенные разломы, контролировавшие размещение зон метасоматитов, линз инфильтрационных скарнов и дайковых тел разного состава. Наиболее крупный из них, среднеулский разлом, ограничивающий с севера все вулканическое поле, в эоцене являлся структурным барьером для трещинных тел гранодиорит-порфиров и кварцевых монцодиоритов. По характеру дислокаций близширотные разрывные нарушения относятся преимущественно к правосторонним ступенчатым сбросо-сдвигам с амплитудами горизонтальных перемещений, составляющих первые сотни метров.

Кроме основных разломов, образующих структурный каркас рудного поля, широко проявлены разнопорядковые зоны и пучки трещин с переменными углами падения, фиксирующиеся зонами пропилитизации, окварцевания, кварцевыми жилами или маломощными дайками. Эти системы дизъюнктивов имеют небольшую протяженность, блокируются ограничивающими разломами и тем самым определяют рудоносность каждого отдельного блока.

Типы минерализации и их возрастные взаимоотношения. В пределах рудного поля отчетливо проявлено три типа минерализации: кварц-золоторудная, скарновая и турмалин-редкометаллическая, характеризующиеся различным структурным положением и взаимоотношением с интрузивами.

Кварц-золоторудная минерализация. Рудное поле расположено в экзоконтактовой зоне Бекчи-Улского интрузивного массива, и слагающие его породы подверглись контактовому метаморфизму, изменившись вблизи контакта до степени пироксен-полевошпатовых и кордиерит-биотитовых роговиков. На контактово-измененные породы накладываются проявления гидротермального метаморфизма, охватившего значительную площадь в виде пропилитовых изменений вулканогенных пород с новообразованиями в них эпидота, альбита, хлорита и сульфидов, а также зон кварц-серицитовых метасоматитов. Последние, приурочиваясь к линейным зонам трещиноватости и прогибам, фиксируют крутопадающие сбросы северо-восточного простирания. В этих зонах процессы околотрещинного метасоматоза обусловили образование больших масс кварц-серицитовых пород, а также крупных линзовидных тел серицито-кварцевого и существенно кварцевого состава, содержащих золото.

В осевых частях рудных зон, чаще в их лежащем боку, метасоматиты постепенно, а иногда и резко сменяются колломорфным жильным кварцем с адуляром, серицитом и сульфидами. Кварцевые и адуляр-кварцевые породы повсеместно содержат обломки пропилитизированных вулканитов и серицит-кварцевых метасоматитов, которые иногда достигают 50% объема жильной массы. Основные концентрации золота приурочиваются к тонко-зернистому и метаколлоидному кварцу.

В строении золотоносных зон участвуют кварц, серицит, адуляр, гидрослюды, хлорит, карбонаты, апатит и рудные минералы, количество которых, как правило, не превышает 1%. По минеральному составу выделяются два типа зон: в одних зонах кварц ассоциирует с адуляром, в других — с карбонатом. В зонах первого типа наряду с полигенерационным кварцем и адуляром присутствуют серицит, гидрослюды, которые образуют ритмичнополосчатые агрегаты. Из рудных минералов постоянно присутствуют (в порядке убывания) пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, блеклые руды, золото; реже отмечаются висмутит, арсенопирит, гематит, пирротин, гессит, алтаит, петцит, тетрадимит, молибденит, полибазит, аргентит, пираргирит, фрейбергит. К числу редких минералов относятся подолит, самородная медь, киноварь. В зонах второго типа, отличающихся кварц-карбонатной ассоциацией основных жильных минералов, адуляр встречается лишь в единичных зернах. Здесь широко развиты марганцевые минералы: родохрозит, манганокальцит, роднит; реже отмечаются бустамит, пренит, аксинит и цеолиты. Среди рудных минералов, сходных с минералами зон первого типа, более широко развиты гессит, полибазит, аргентит. Следствием этого является повышение золото-серебряного отношения до 1:3—1:5, тогда как для адуляр-кварцевых руд характерно некоторое преобладание золота над серебром. Для описываемых руд типичны колломорфные, ритмичнополосчатые и брекчиевые текстуры, отражающие микропульсационный режим образования рудного вещества. Реже отмечаются массивные и грубополосчатые текстуры.

Характер распределения и взаимоотношения минеральных агрегатов и текстурно-структурные особенности руд свидетельствуют о многостадийном процессе формирования золотого оруденения. На ранней слабозолотоносной стадии происходило формирование кварц-адуляровых и кварцевых руд с пиритом, блеклыми рудами и золотом. Основное количество золота отложилось в более позднюю золото-полиметаллическую стадию совместно со сфалеритом, гесситом и блеклыми рудами. Кварц-родохрозитовая стадия проявилась лишь на одном из рудных тел в виде отчетливо наложенных минеральных агрегатов и отличается повышенными количествами серебряных минералов. Завершился рудный процесс поздней карбонатно-кварцевой стадией с эпидотом, хлоритом и каолинитом.

Термометрическое изучение продуктов гидротермально-метаматической деятельности показывает, что формирование месторождения происходило в широком интервале температур — от 100 до 100°C (Фатьянов, Макиевский, 1978). По данным С. Михайловой (1968), основные продуктивные парагенезисы, в которые входят родохрозит, блеклые руды, аргентит, образовались в интервале температур 250—100°.

При пересечении рудных тел дайками северо-западного прогибания изменений в минеральном составе и текстурах руд не происходит. Мощности рудных зон по обе стороны даек не изменяются. Часто наблюдаются смещения рудных зон при пересечении их дайками, амплитуды которых достигают нескольких метров. Отмечается также срезание полосчатости адуляр-серицит-кварцевых агрегатов. Участки даек, непосредственно перекрывающие рудные тела, по характеру более поздних гидротермальных изменений не отличаются от других участков, расположенных на удалении от рудных зон. По многочисленным анализам, содержание золота и серебра, а также спектр элементов-примесей в рудах по обе стороны даек не отличаются. В то же время опробование даек показало полное отсутствие золота. В трещинных телах гранодиорит-порфиров наблюдаются ксенолиты и крупные блоки золотоносного кварца, который, по результатам анализов, качественно отвечает составу основных рудных тел. Перечисленные факты убедительно свидетельствуют о более позднем образовании трещинных интрузивов и даек.

Возраст золотого оруденения определяется как палеоценовый на основании того, что рудные тела секутся трещинными телами эоценовых кварцевых монцодиоритов, гранодиорит-порфиров и многочисленными дайками диоритовых порфиров, абсолютный возраст которых колеблется от 60 до 42 млн. лет. С этими результатами хорошо согласуются данные радиологической датировки оруденелых пород по адуляру и серициту, составляющие, по мнению Е. И. Бондаренко и Т. А. Югай, 62—74 млн. лет (Бондаренко, Ковальчук, 1972).

Скарновая минерализация. Характерной особенностью месторождения является развитие скарновой ассоциации жильных минералов, которая проявилась после формирования адуляр-кварцевых руд с гесситом, блеклыми рудами и золотом. Они развиваются в виде обособленных гнезд, линз, ветвящихся прожилков и жил как в рудном теле, так и во вмещающих породах по карбонатным образованиям, завершившим первый золоторудный гидротермальный этап. Скарны, замещившие жильные карбонаты, содержат местами реликты кальцита и кварца. Часто локальные проявления скарнирования приурочиваются к близширотным послерудным взбросам, достигая протяженности 60 м при мощности до 3—5 м.

Минеральный состав скарнов следующий: волластонит, везувиан, гранат (гроссуляр-андрадит), эпидот, тремолит, акти-

нолит, магнетит, кварц, кальцит, пирит, халькопирит, галениит, сфалерит. Наблюдения за минеральными парагенезисами позволяют заключить, что наиболее ранней является волластонит-гранатовая ассоциация с тремолитом, эпидотом, магнетитом. Позже развивалась магнетит-тремолитовая минерализация с актинолитом, эпидотом, халькопиритом и галениитом. Завершается скарновый этап наложенной минерализации формированием кварц-карбонатных жил с анкеритом, хлоритом, эпидотом, халькопиритом, сфалеритом и галениитом. Золото в скарнах присутствует в виде крючковатых и изометричных по форме зерен красноватого цвета. Оно, по-видимому, является переотложенным из адуляр-кварцевых и карбонатных руд первого гидротермального этапа.

Взаимоотношения скарновой минерализации с интрузивными образованиями изучены еще недостаточно. Отдельные наблюдения показывают, что одновременно с кварц-золоторудными телами скарнированию подвергались дайки габбро-порфиритов и диоритовых порфиритов. Скарнирование выражено интенсивной эпидотизацией, хлоритизацией, развитием актинолита, магнетита, пироксена. Линзы скарнов приурочиваются к субширотным разломам, т. е. к тем же структурам, которые на северном фланге рудного поля вмещают эоценовые дайки кварцевых диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиров и др. В то же время скарны секутся позднеэоценовыми дайками последовательно дифференцированного интрузивного комплекса. Изложенное выше позволяет условно датировать возраст скарновой минерализации как эоценовый.

Турмалин-редкометальная минерализация. Золоторудные тела секутся отчетливо выраженными зонами турмалинизации, имеющими северо-западную ориентировку. Наряду с турмалином, составляющим иногда 50—80% объема породы, присутствуют мусковит, альбит, халькопирит, реже встречаются гранат, пироксен, флюорит, актинолит, галениит. Характерно, что в составе описываемых зон, залегающих среди осадочных пород, преобладает альбит-кварц-турмалиновая ассоциация. В случае, когда вмещающими породами являются вулканиты, развита эпидот-турмалин-актинолитовая ассоциация. В одном из золоторудных тел при пересечении его зоной турмалинитов наблюдалась перекристаллизация колломорфно-полосчатого кварца с новообразованием зернистого и рисовидного кварца, с которым ассоциируют мусковит, топаз, касситерит.

Кроме отчетливо выраженных секущих зон турмалинизация приурочивается к приконтактовым частям трещинных тел гранодиорит-порфиров, с которыми, по-видимому, связана не только структурно, но и генетически. Для нее характерны турмалин-мусковит-кварцевая и андалузит-мусковит-кварцевая ассоциации, которые, по результатам спектрального анализа, отличаются повышенным содержанием молибдена, олова, ванадия, меди,

иногда висмута. В пределах рудного поля широко развита также рассеянная турмалинизация пород, которая захватывает гранитоиды Бекчи-Улского массива, вулканиты, дайковый комплекс и осадочные отложения. Среди последних иногда отмечаются небольшие штокообразные тела кварц-турмалиновых брекчий с крупнокристаллическим кварцем и черным радиально-лучистым турмалином. Турмалинизация не захватывает лишь олигоценые дайки трахитов, долеритов и трахибазальтов.

Взаимоотношений скарновой и турмалин-редкометальной минерализаций не установлено, однако есть все основания полагать, что скарнирование открывало процесс гидротермального метаморфизма золотых руд. Возраст турмалин-редкометальной минерализации на основании ее взаимоотношений с позднеэоценовыми дайками и трещинными телами гранодиорит-порфиров — позднеэоценовый, возможно, раннемиоценовый.

Заключение

Появление высокотемпературных скарновых и турмалин-редкометальных минеральных ассоциаций в субвулканических золото-серебряных месторождениях некоторые исследователи (Вола-рович и др., 1968) склонны объяснять инверсией единого гидротермального процесса. Нашими наблюдениями на месторождении на основании соотношений гидротермалитов с интрузивными образованиями достоверно устанавливается гетерогенность этого процесса, который делится на три этапа. На первом этапе, связанном с палеоэоценовой поствулканической гидротермальной деятельностью, были сформированы кварцевые, адуляр-кварцевые и карбонатно-кварцевые руды с характерной сульфидно-теллуридно-золотой продуктивной ассоциацией рудных минералов, свойственной месторождениям золото-серебряной формации. Все они локализируются в зонах северо-восточного простирания. На втором, эоценовом, этапе проявилось скарнирование золотых руд. Оно следовало, по-видимому, за внедрением ранних даек габбро-порфиритов, диоритовых порфиритов и других, фиксирующих начало перестройки структурного плана рудного поля. Третий, позднеэоцен-раннеолигоценый, этап турмалин-редкометальной минерализации проявился преимущественно в зонах северо-западной ориентации в связи с внедрением трещинных тел кварцевых монцодиоритов и гранодиорит-порфиров.

ЛИТЕРАТУРА

- Вола-рович Г. П., Казаринов А. И. Сравнительная характеристика близ-поверхностных месторождений золота Востока СССР, связанных с вулкано-генными породами. — В кн.: Вопросы геологии месторождений золота и золо-тоносных районов. М., 1968, с. 15—27. (Тр. ЦНИГРИ; Вып. 79).
Бондаренко Е. И., Ковальчук Т. К. Новые данные по абсолютному возрас-

ту оруденения Сихотэ-Алинской складчатой области. — В кн.: Геология и минеральное сырье Дальнего Востока. М., 1972, с. 93—109.

Михайлова М. С. Взаимоотношения процессов контактового метаморфизма, пропилитизации и оруденения на рудном поле одного из серебряно-золотых месторождений побережья Сахалинского залива. — В кн.: Вопросы геологии месторождений золота и золотоносных районов. М., 1968, с. 103—110. (Тр. ЦНИГРИ; Вып. 79).

Фатьянов И. И., Макиевский В. П. Стадийность и температурный режим при формировании одного из золоторудных месторождений Нижнего Приамурья. — В кн.: Термобарогеохимия и рудогенез: Тез. VI Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии. Владивосток, 1978, т. 2, с. 183—185.

Ю. Г. Пискунов, Е. П. Зарембский, Л. А. Козлова

К ВОПРОСУ О МИНЕРАЛОГИИ СКАРНОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ

Месторождение расположено в восточной части Амгунского синклинория и пространственно тяготеет к полю верхнемеловых эффузивов, представленных андезитами, их лавами и туфами, которые вмещают рудные тела. В отдельных участках оруденение прослеживается в песчаниках и алевролитах нижнего мела. Из интрузивных образований в районе наиболее развиты породы сложного Бекчи-Улского массива палеогенового возраста. В пределах месторождения развиты многочисленные различные по составу и возрасту дайки преимущественно северо-западного направления. Золотое оруденение локализовано в зонах крутопадающих разломов северо-восточного простирания, приуроченных к краевым частям вулканических жерловин, и относится по классификации Н. В. Петровской к золото-серебряному типу убогосульфидной формации (Зарембский, Богомяков, 1974).

Наряду с обычным для данного типа месторождений набором минералов (кварц, адуляр, блеклые руды, простые и сложные сульфиды, теллуриды серебра, гидрослюда, карбонаты, относящиеся к продуктам первого гидротермального этапа) известны и типично скарновые минеральные ассоциации, которые образовались после формирования главных золотоносных минеральных ассоциаций. Развиваются они в виде обособленных гнезд, линз, ветвящихся жил и прожилков в рудных телах и во вмещающих породах по карбонатам. Вдоль послерудных взбросов отмечается скарнирование пород, обычно андезитов (рис. 1). Морфология скарновых тел зависит главным образом от форм обособлений карбонатов и зачастую повторяет их конфигурацию. Мощность локальных проявлений скарнирования достигает 5—6 м при протяжении 50—60 м. По своему геологическому положению, условиям образования и минеральным парагенезисам скарны месторождения следует отнести по классификации В. А. Жарикова (1968) к известковым инфильтрационным экзоскарнам.

Минеральный состав скарновых тел следующий: волластонит, бустамит, пироксен, гранат, эпидот, пренит, амфиболы, магнетит, кальцит, кварц, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, изредка сфен, шпинель, апатит, хлорит. Карбонаты, по которым развиваются скарновые минеральные ассоциации, представлены

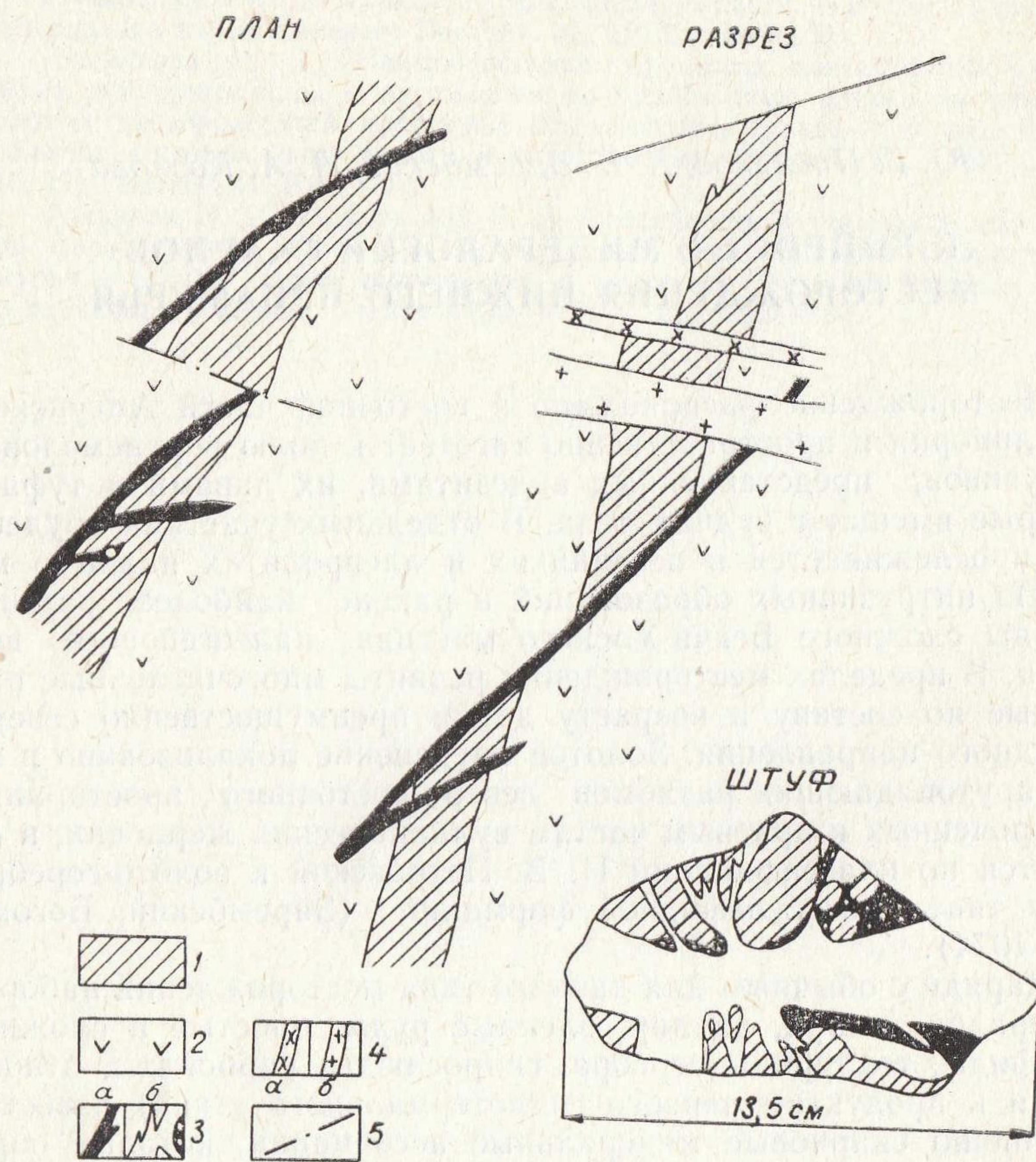


Рис. 1. Морфологические типы скарнов. 1 — адуляр-кварцевые породы с мелкими линзами и гнездами скарнов; 2 — андезиты; 3 — зоны скарнов (а) и прожилки (б) диопсидового состава (черное с белыми точками — эпидот); 4 — дайки диоритовых порфиринов (а) и гранит-порфиринов (б); 5 — разлом в основном кальцитом и марганцовистым кальцитом с содержанием до 3% окиси марганца. Иногда отмечается доломит.

Волластонит. $N_g=1,637$; $N_p=1,624$; $N_g-N_p=0,013$; уд. вес=2,973. Лучистые агрегаты от белого до светло-розового цвета. Размер отдельных кристаллов до 7—8 мм. Образуется как один из самых ранних скарновых минералов вместе с диопсидом иgrossуляром, что согласуется с опубликованными данными (Трегер, 1968).

Бустамит (табл. 1, 2). $N_g=1,699$; $N_p=1,680$; $N_g-N_p=0,019$; $<2V=-44^\circ$; $b:Nm=5^\circ$. Кристаллы телесно-розового цвета размером до 5—6 мм развиваются по кварц-родонит-карбонатными проявлениями первого гидротермального этапа в парагенезисе с андрадитом. По нему развиваются тремолит-акти-

нолит и поздний кальцит. Бустамит на месторождении сравнительно редок.

Диопсид. $N_g=1,711$; $N_p=1,687$; $N_g-N_p=0,024$; $<2V=50^\circ$; $C:N_g=43^\circ$; уд. вес=3,360; $f_{общ.}=13,1$ (табл. 1, 2). Образуется мелкозернистые до скрытокристаллических агрегаты белого и бледно-зеленого цвета. Обычен в парагенезисе с гранатом и волластонитом.

Гранат (табл. 1, 2) представлен grossуляром ($N=1,751$; $a=11,8668 \text{ \AA}$; уд. вес=3,726; $f_{общ.}=18$; цвет желтовато-зеленый до бесцветного) и андрадитом ($N=1,871-1,876$; $a=12,030 \text{ \AA}$; уд. вес=3,815; $f_{общ.}=77,6$; цвет красно-коричневый). Встречаются как порознь, так и вместе. Иногда образуют зональные кристаллы (до 5 мм), у которых внутренние зоны grossулярового состава (в шлифах бесцветен), а внешние — андрадитового (в шлифах с желтоватым оттенком). Иногда в кристаллах гранатов отмечаются реликты шпинели и сфена. Гранат часто интенсивно замещается кварцем и иногда поздним кальцитом. Grossуляр образуется одновременно с диопсидом, а андрадит несколько позже. Иногда отмечается гидргроссуляр $N=1,734$, он имеет двупреломление $\sim 0,003$ и зональное строение.

Минералы группы эпидота (табл. 1, 2) представлены светло-желтым клиноцоизитом ($N_g=1,710$; $N_p=1,686$; $N_g-N_p=0,024$; $f_{общ.}=5\%$) и фисташково-зеленым пистацитом ($N_g=1,771-1,776$; $N_p=1,734-1,737$; $N_g-N_p=0,039$; $f_{общ.}=30\%$). Наблюдаются также марганецсодержащие разности розового цвета $N_g=1,707$; $N_p=1,686$; $N_g-N_p=0,021$; $b=5,500$; $a=8,66$; $c=10,26 \text{ \AA}$. Эпидоты встречаются обычно в виде гнездообразных скоплений однородных зерен. Иногда они образуют зональные кристаллы, в которых внутренние зоны более светлые, чем внешние. При изучении зерен эпидота под микроскопом зональность не отмечена.

Амфиболы относятся к ряду тремолит-актинолита (табл. 1, 2). Тремолит бесцветный. $N_g=1,630$; $N_p=1,610$; $N_g-N_p=0,020$; $f_{общ.}=3$; уд. вес=2,935. Актинолит зеленовато-синий. $N_g=1,667-1,675$; $N_p=1,644-1,658$; $N_g-N_p=0,017-0,023$; $f_{общ.}=31,5-42,5$; уд. вес=3,121. Амфиболы образуют лучистые агрегаты (размер отдельных кристаллов до 10 см), а также зональные кристаллы, у которых внутренние зоны представлены тремолитом, а внешние — актинолитом, хотя иногда отмечаются и обратные взаимоотношения. Развиваются по ранее образованным скарновым минералам, замещая главным образом диопсид. Тремолит образовался несколько раньше актинолита. Последний ассоциируется с поздним кальцитом.

Состав актинолита во многом зависит от того, по какому субстрату он развивается. В скарновых зонах с карбонатной основой в парагенезисе с андрадитом и тремолитом макроскопи-

Химический состав минералов скарнов

Окси-сел	Гроссуляр, 315*		Андрадит, 259		Амфибол, 259		Диопсид, 486		Бустамит, 485		Тремолит, 513		Эпидот, 511		Магнетит, 486
	% массы	формула (12)**	% мас-сы	фор-мула (12)	% мас-сы	фор-мула (24)	% мас-сы	фор-мула (6)	% массы	формула (3)	% массы	формула (24)	% мас-сы	фор-мула (13)	% массы
SiO ₂	39,42	3,04	37,15	3,05	50,66	7,39	60,70	2,17	45,95	0,95	57,30	7,89	37,48	3,00	0,92
TiO ₂	0,03	—	0,11	—	0,18	0,03	0,02	—	Не обн.	—	0,01	—	0,06	—	0,08
Al ₂ O ₃	18,48	1,69	4,40	0,43	4,84	0,83	0,66	0,03	»	—	0,56	0,09	22,44	2,11	1,78
Fe ₂ O ₃	4,77	0,28	24,04	1,49	3,15	0,34	1,33	0,03	6,45***	0,10	0,63	0,06	13,59	0,82	70,15
FeO	Не обн.	—	0,67	0,05	12,39	1,52	1,77	0,05	Не опр.	—	0,53	0,06	Не обн.	—	25,62
MnO	4,58	0,30	2,71	0,19	1,19	0,15	0,62	0,02	25,23	0,44	0,27	0,03	0,30	0,02	0,26
MgO	Не обн.	—	0,93	0,11	12,70	2,77	13,34	0,71	Не обн.	—	24,75	5,08	0,33	0,04	0,18
CaO	32,20	2,67	30,22	2,67	12,14	1,90	20,42	0,78	20,77	0,46	13,42	1,98	23,00	1,97	0,34
Na ₂ O	0,19	—	0,02	—	0,30	0,09	0,08	0,01	0,04	—	0,08	0,02	0,08	0,01	—
K ₂ O	0,07	—	0,03	—	0,23	0,04	0,09	—	0,08	—	0,09	0,01	0,18	0,02	—
H ₂ O+	Не обн.	—	Не обн.	—	2,14	2,00	0,60	—	1,41	—	1,79	1,64	2,10	1,12	0,23
H ₂ O—	»	—	»	—	Не обн.	—	0,10	—	Не обн.	—	0,10	—	Не обн.	—	0,08
Сумма	99,74		100,28		99,82		99,73		99,93		99,53		99,56		99,64
Ng		1,751	1,871		1,675		1,711		1,699		1,635		1,761		
Np					1,658		1,687		1,680		1,612		1,730		
Уд. вес		3,726	3,815		3,121		3,360		3,168		2,935		3,363		
Размер элементарной ячейки, Å		11,8668	12,030	Не опр.		Не опр.			Не опр.		Не опр.		Не опр.		

* Номера образцов.

** Количество анионов.

*** Fe₂O₃+FeO.

чески он синевато-зеленого цвета ($Ng \leq 1,672$; $Np \leq 1,653$; $Ng - Np = 0,019$), а в зонах, развивавшихся по андезитах, он темно-зеленого цвета и по внешнему виду близок к обычной роговой обманке ($Ng = 1,675$; $Np = 1,657$; $Ng - Np = 0,018$).

Поздний кальцит ($n_e(1011) = 1,566$) — один из самых поздних минералов, развивается по диопсиду и гранатам в виде неправильных зерен. Известны его кристаллы скаленоэдрического габитуса; размер их до 3—4 мм.

Магнетит (табл. 1, 2) обычно образует скопления мелких кристаллов в ассоциации с пистацитом.

Из других рудных минералов следует отметить пирит, халькопирит, галенит и сфалерит. Из нерудных иногда встречается хлорит (делессит), имеющий следующие свойства: $Ng = 1,601$; удлинение (+); оптически отрицателен; $Ng - Np = 0,0010$; плеохроизм по $Ng \simeq Nm$ в зелено-синих тонах, а по Np — в светло-желтых. По диаграмме Хей относится к окисленным хлоритам с железистостью около 65% (Дир и др., 1966).

Установленные парагенезисы скарновых минералов (табл. 3) отвечают температурным интервалам, установленным В. А. Жариковым (1968). Наблюдаются признаки возрастания активнос-

Количественный спектральный анализ минералов скарнов ($\times 10^{-4}\%$ массы)

Элемент	Диопсид	Анра- дит	Эпидот	Амфи- бол	Буста- мит	Тремо- лит	Магне- тит	Пирит	Гроссу-
Олово	10	—	—	3,6	—	11	130	58	—
Свинец	81	—	32	2,0	76	77	13	21	—
Цинк	210	—	—	—	320	270	340	—	—
Медь	—	5	5	—	—	—	100	240	—
Никель	—	—	—	19	23	—	22	50	—
Кобальт	—	—	—	36	8	14	19	170	—
Хром	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ванадий	5	18	19	125	—	19	100	—	110
Бор	—	—	120	—	—	—	—	—	—
Серебро	0,4	0,16	0,04	—	1,6	0,63	—	4,8	—
Галлий	—	—	—	12	—	—	—	—	—
Цирконий	110	—	—	16	1200	140	1600	—	220
Скандий	6	—	—	—	—	—	—	—	5
Титан	18	—	—	—	—	60	1600	—	500
Марганец	2000	—	—	—	20000	3800	1500	—	10000

Примечание. Спектральные анализы выполнены Т. В. Сверкуновой, Л. Г. Пироговой, Т. В. Ланковой (ДВГИ).

ти и химического потенциала железа, что приводит к увеличению железистости скарновых минералов и смене менее железистых минералов более железистыми. В данном случае это доказывается развитием зональных кристаллов граната, амфибола, сменой гроссуляра андрадитом, клиноцоизита пистацитом, тремолита актинолитом и отложением магнетита и сульфидов на завершающих стадиях процесса. Увеличение роли железа во времени объясняется повышением кислотности растворов (Коржинский, 1955).

Температура образования некоторых минералов проверена методом декрепитации (табл. 3). У большинства минералов интервалы температур оказались весьма велики, что можно объяснить, во-первых, зональным строением индивидов, во-вторых тем, что в отобранных зернах встречаются не только реликты ранних минералов, но и новообразованные минералы. В целом данные, полученные этим методом, хорошо согласуются с температурными ступенями, рассчитанными В. А. Жариковым (1968) для подобных образований.

Для того чтобы изучить влияние скарнового процесса на

промышленные руды, авторами выбрана скарновая линза со сравнительно четкими контактами с рудным телом (рис. 2). Первичные полосчатые кварц-адуляровые руды в контактовой зоне мощностью 25—30 см полностью теряют свой первоначальный облик: полосчатость постепенно становится расплывчатой, и у скарновой зоны от нее остаются только следы в виде размазанных полос хлоритового состава в перекристаллизованном кварце. Под микроскопом зерна кварца имеют лапчатую форму, а у контакта они полигональные.

Пробирные анализы серии проб (рис. 2) показали, что скарновый процесс на месторождении оказывает заметное влияние на металлоносность первичных руд, вызывая перераспределение

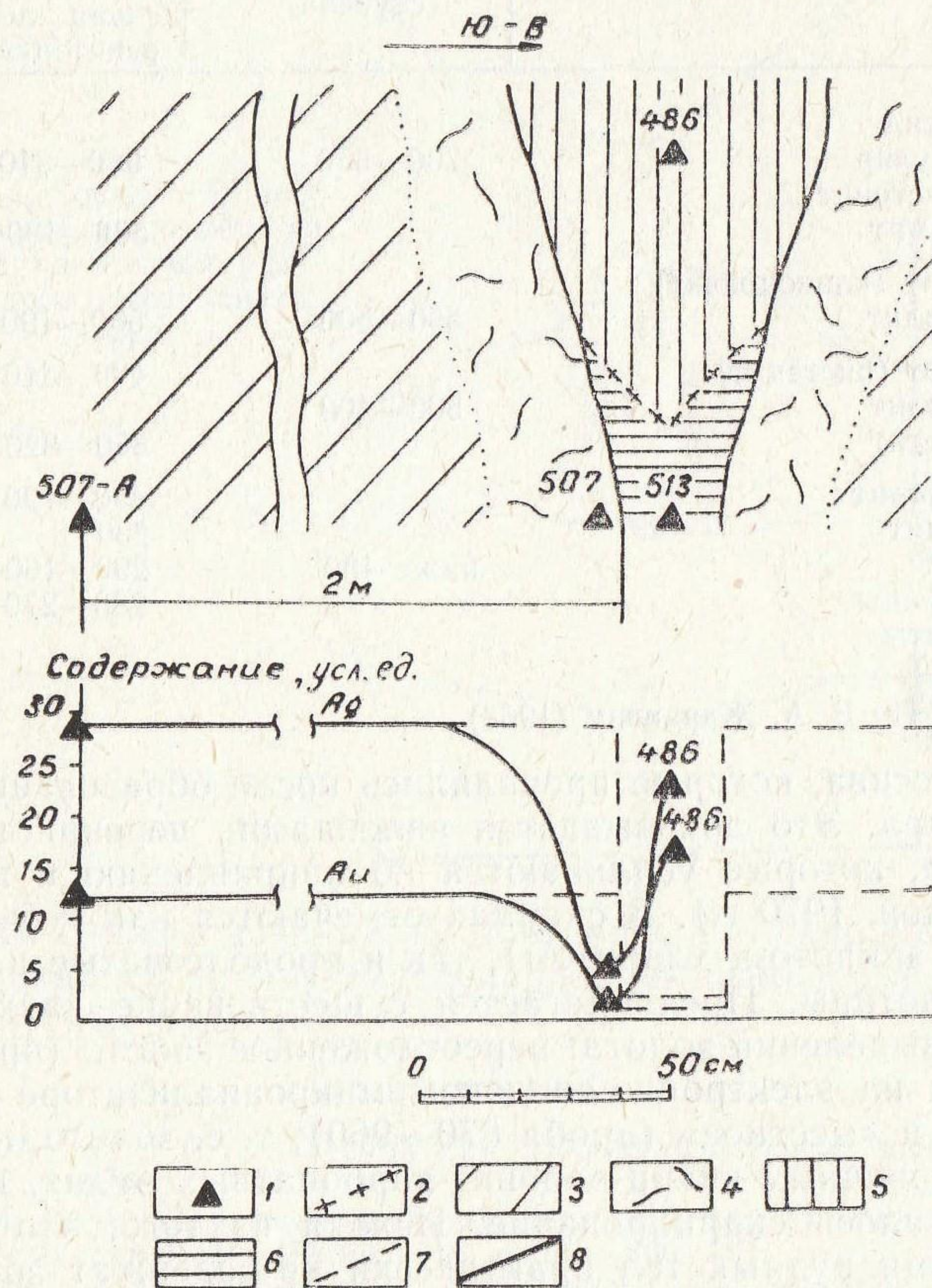


Рис. 2. Скарновая залежь. 1 — место отбора проб; 2 — контур эпидот-сульфидно-магнетитовых руд; 3 — кварц-адуляровые руды; 4 — перекристаллизованный кварц с хлоритом; 5 — диопсид-эпидот-сульфидно-магнетитовые руды; 6 — хлорит-карбонат-тремолитовые породы; 7 — предполагаемый уровень содержания золота до скарнирования; 8 — уровень содержания золота после скарнирования

золота в приконтактной зоне. В результате воздействия высокотемпературных растворов золото перемещается в зону прогрева, в данном случае в скарны. По геологическим данным, золото в этом процессе наиболее подвижно в условиях эпидот-магнетитовой ступени, что соответствует (табл. 3) температуре 500—400°. Высокотемпературное воздействие, вероятно, было связано с поздними фазами формирования Бекчи-Улского интрузивного массива, которые проявлялись после образования золоторудных тел. Это доказывается явлениями перекристаллизации кварца, которые усиливаются по направлению к интрузиву (Фатьянов, 1970 г.). В скарнах отмечаются как губчатые (в сростках с эпидотом, хлоритом), так и продолговатые и изометричные золотины. Предполагается существование двух разновидностей выделений золота: переотложенное золото (проба, определенная на электронно-зондовом микроанализаторе IXA-5A, 691 и 739) и «местное» (проба 870—960), т. е. золото, находившееся в первичных кварц-родонит-карбонатных рудах, на которые наложилось скарнирование. Исходя из того, что скарны за пределами рудных тел практически не содержат золота и серебра, авторы пришли к выводу, что на скарновом этапе эти металлы не привносились, а содержание их в скарнах объясняется сохранением вещества первичных золотосодержащих руд и перераспределением его в зонах скарнирования.

Зональный кристалл андрадита изучен при помощи электронного микрозонда, что позволило выяснить распределение

Таблица 3

Температура образования минералов скарнов (°C)

Парагенезис	Температурные ступени*	Температура, определенная декрепитацией
Диопсид	700—550	580—340
Гроссуляр		
Волластонит		
Бустамит		
Эпидот (клиноцоизит)	550—500	560—190
Андрадит		
Эпидот (пистацит)	500—400	470—310
Тремолит		550—320
Магнетит		
Актинолит	ниже 400	450—190
Кальцит		230
Кварц		290—160
Сульфиды		280—270
Хлориты		

* По В. А. Жарикову (1968).

живного массива, которые проявлялись после образования золоторудных тел. Это доказывается явлениями перекристаллизации кварца, которые усиливаются по направлению к интрузиву (Фатьянов, 1970 г.). В скарнах отмечаются как губчатые (в сростках с эпидотом, хлоритом), так и продолговатые и изометричные золотины. Предполагается существование двух разновидностей выделений золота: переотложенное золото (проба, определенная на электронно-зондовом микроанализаторе IXA-5A, 691 и 739) и «местное» (проба 870—960), т. е. золото, находившееся в первичных кварц-родонит-карбонатных рудах, на которые наложилось скарнирование. Исходя из того, что скарны за пределами рудных тел практически не содержат золота и серебра, авторы пришли к выводу, что на скарновом этапе эти металлы не привносились, а содержание их в скарнах объясняется сохранением вещества первичных золотосодержащих руд и перераспределением его в зонах скарнирования.

Зональный кристалл андрадита изучен при помощи электронного микрозонда, что позволило выяснить распределение

основных элементов в поперечном сечении кристалла (рис. 3). От центра к его периферии увеличивается содержание кальция и железа и заметно уменьшается содержание марганца. Такая

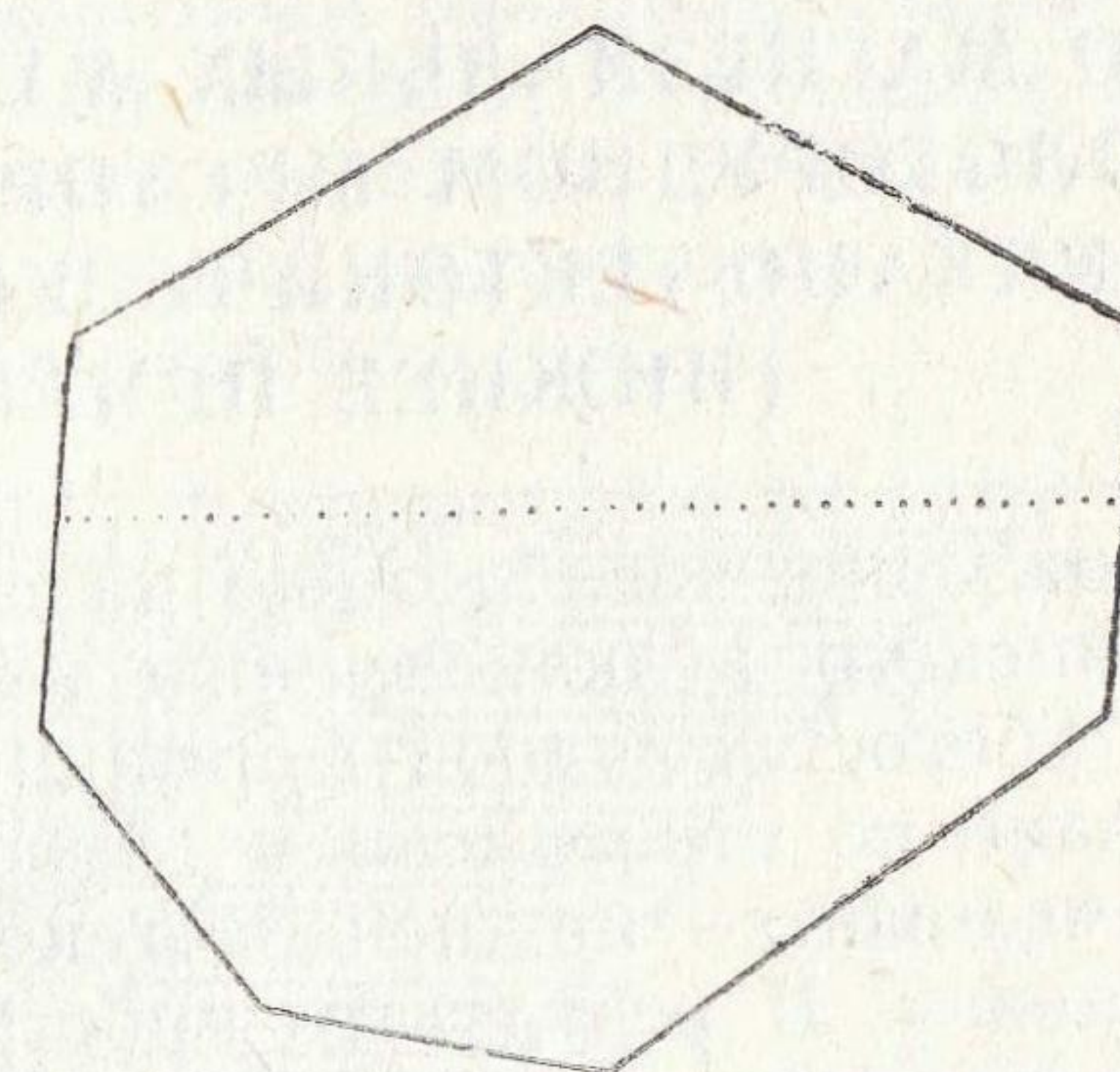
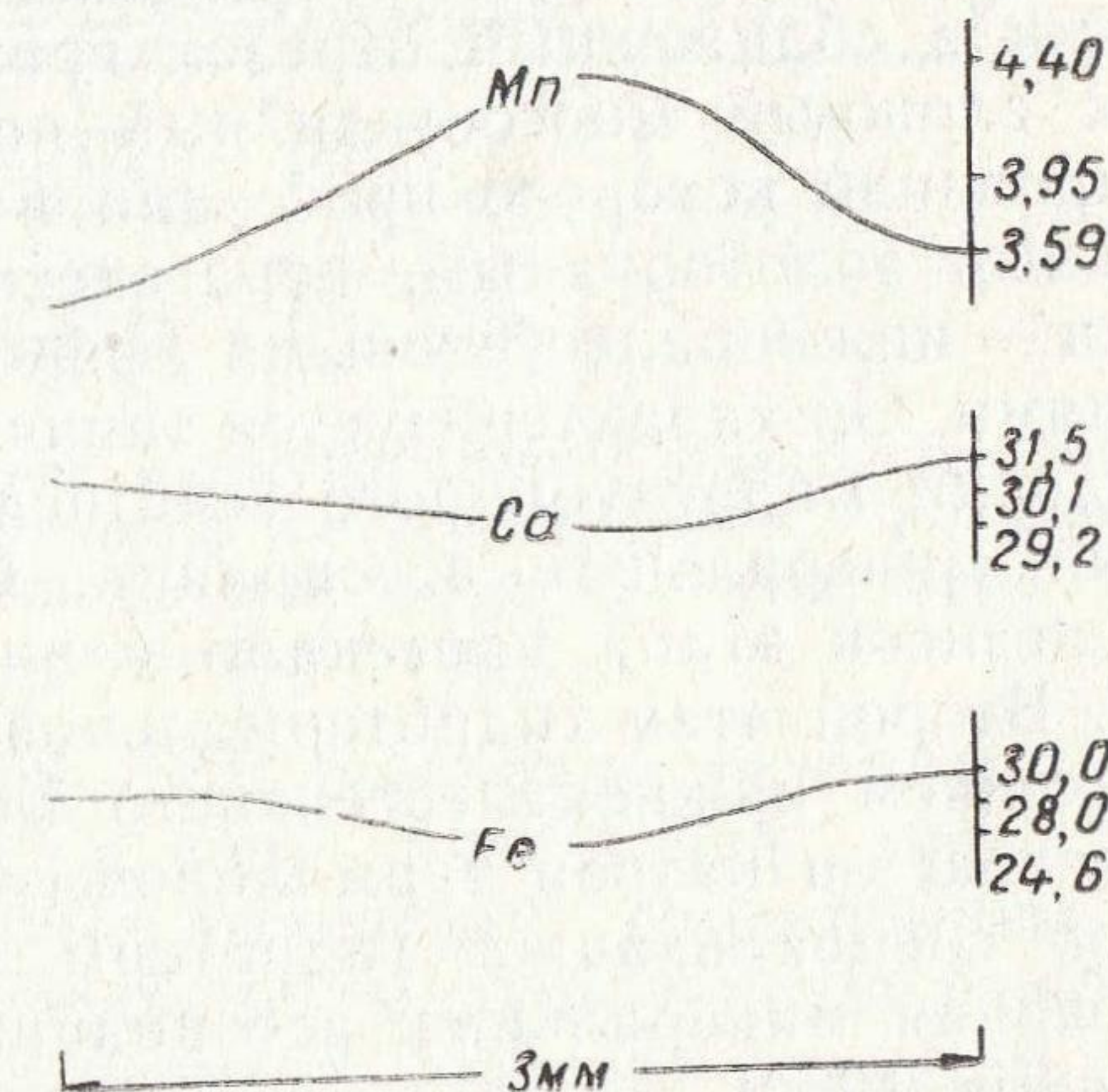


Рис. 3. Состав (% массы) зерна андрадита из скарна по данным рентгеновского микроанализатора



ональность служит доказательством того, что скарновые минералы развивались по марганецсодержащей основе (кварц-родонит-карбонатные руды).

ЛИТЕРАТУРА

- Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1966. Т. 3. 316 с.
- Жариков В. А. Скарновые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 220—300.
- Зарембский В. П., Богомяков В. П. К минералогии золоторудных месторождений Нижнего Приамурья. — I конференция молодых геологов Дальнего Востока. Хабаровск, 1974, с. 95—96.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 335—456.
- Трёгер В. Е. Оптическое определение породообразующих минералов. М.: Недра, 1968. 198 с.

О МАГНЕЗИАЛЬНЫХ МЕТАСОМАТИТАХ НА ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ УЛСКОЙ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ (НИЖНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)

Месторождение расположено на северном фланге Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. Относится к золото-кварцевой убогосульфидной формации. Образование месторождения связано со становлением глубокого дифференцированного верхнемелового — нижнепалеогенового вулканоплутонического комплекса. В результате пространственного совмещения гидротермально-метасоматической деятельности, ассоциирующей с разноглубинными рудогенерирующими источниками, действовавшими в сближенный отрезок времени, на месторождении возник сложный многостадийный полиминеральный комплекс формирования которого протекало в два этапа. Первый этап названный золоторудным, парагенетически связан с верхнемеловыми — нижнепалеогеновыми эффузивно-экструзивными образованиями. Он характеризуется типичной для золоторудных месторождений малоглубинного генезиса последовательностью выделения минеральных ассоциаций. Образование минеральных парагенезисов этапа протекало в интервале температур 500—140 С°. Второй этап гидротермальной деятельности связан со становлением нижнепалеогенового Бекчи-Улского гранитоидного массива; он назван турмалиновым, так как характеризуется боровой специализацией гидротерм. Температурный интервал образования минеральных ассоциаций второго этапа 400—110 (Фатьянов, 1980).

На месторождении известна серия высокотемпературных гидротермально-метасоматических ассоциаций, которые развиваются по гидротермальным продуктам золоторудного этапа. Их формирование, по мнению автора, тесно связано с внедрением Бекчи-Улского гранитоидного массива и, как следствие, реювенацией еще окончательно не завершившейся гидротермальной деятельности золоторудного этапа. Температура гидротермально-метасоматического процесса в ряде участков достигала 700—500°. При этом в результате серии сложных реакций между кварцем, карбонатами и реювенированными щелочно-земельно-углекислыми гидротермами карбонатной стадии в рудных телах возникли скарноподобные ассоциации известкового ряда. Их характерной особенностью является присутствие в парагенезисах марганцовистых минералов, в частности бустамита.

Вместе с тем автором на месторождении обнаружены также

и магнезиальные метасоматические ассоциации. Одна из зон метасоматитов мощностью до 1,5 м расположена в лежащем боку рудного тела Центрального Верхнего. От золото-кварцевых руд она отделяется субширотным разломом (азимут простирания 230—235°, угол падения 50—55°). В пределах метасоматического тела по направлению от разлома отчетливо выделяются следующие минеральные зоны: карбонатная, серпентиновая, амфиболовая и пироксен-эпидотовая (рис. 1).

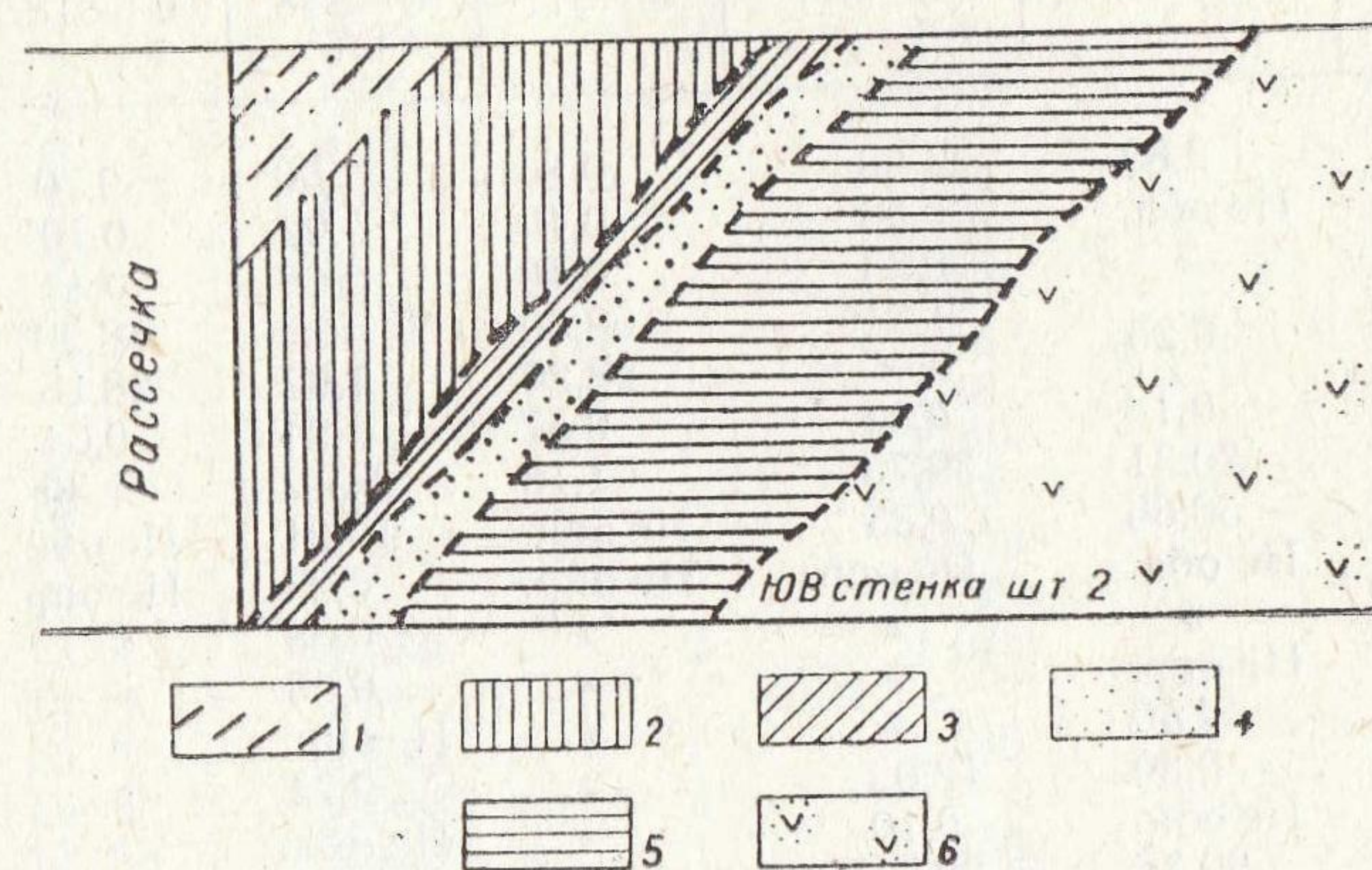


Рис. 1. Строение магнезиальных метасоматитов: 1 — тектоническое нарушение; 2 — карбонатная (доломитовая); 3 — серпентиновая; 4 — амфиболовая (тремолитовая); 5 — пироксен-эпидотовая зоны; 6 — измененные эффузивы среднего состава

Карбонатная зона на 90—95% состоит из доломита (табл. 1). В заметных количествах в виде рассеянной вкрапленности или тонких прожилковидных выделений присутствуют магнетит и пирит. Иногда наблюдаются мелкие неправильной формы выделения тремолита и серпентина. Текстура доломита полосчатая или массивная. Мощность зоны до 0,5 м.

Серпентиновая зона сложена парагенезисом серпентин + карбонат + магнетит в примерной пропорции 6 : 2 : 2. Местами в значительных количествах присутствует тремолит. Серпентин (табл. 1) представлен крупными (до 5 см) луково-зелеными кристаллами; участками — плотным тонкозернистым агрегатом телесного цвета. По данным рентгенометрического анализа (табл. 2), луково-зеленый серпентин (образец 0-817) относится к подгруппе антигорита (В. И. Михеев, 1957). Серпентин телесного цвета (образец 0-1197) в отличие от луково-зеленого имеет дублета 1,565 и 1,539 имеет одну линию с $d/n = 1,532$. Это характерный признак серпентинов подгруппы девейлита. Отмечается некоторое различие ИК-спектров серпентинов в интервале волновых чисел 550—700 см^{-1} (аналитик Г. А. Нарнов, рис. 2). Мощность серпентиновой зоны не превышает 0,2 м.

Таблица 1

Химический состав профилирующих минералов магнезиальных метасоматитов

Компонент	Карбонатная зона	Серпентиновая зона		Амфиболовая зона		Пироксен-эпидотовая зона
	доломит 0—773	серпентин 0—817	магнетит 0—817	тремолит 0—818	магнетит 0—818	пироксен + эпидот 0—819
SiO ₂	2,80	44,00	0,80	57,50	0,70	46,50
TiO ₂	Не обн.	0,06	0,10	0,02	0,10	0,50
Al ₂ O ₃	»	0,33	0,40	0,68	0,44	11,58
Fe ₂ O ₃ }	0,25	1,81	68,30	Не обн.	68,20	4,15
FeO }		0,96	28,20	1,02	28,15	3,73
MnO	0,14	0,33	0,57	0,24	0,64	0,73
MgO	20,31	39,75	1,16	24,17	1,30	8,71
CaO	30,66	0,35	Не обн.	13,04	Не обн.	23,27
Na ₂ O	Не обн.	Не опр.	Не опр.	0,05	Не опр.	0,05
K ₂ O	»	»	»	0,08	»	Не обн.
P ₂ O ₅	Не опр.	»	»	0,05	»	0,13
CO ₂	44,50	»	»	Не опр.	»	Не обн.
H ₂ O+	0,80	12,02	»	2,74	»	0,53
H ₂ O—	Не обн.	0,10	»	Не обн.	»	Не обн.
Сумма	99,46	99,71	99,53	99,76	99,53	99,88

Примечание. Содержание фтора в тремолите 0,17%. Магнетиты проанализированы В. Г. Кохановой, остальные минералы — Л. А. Козловой (ДВГИ).

Амфиболовая зона состоит из тремолита, магнетита и карбоната в соотношении 8:1:1. Это массивная нефритоподобная порода серовато-зеленого цвета. Тремолит (табл. 1) обычно представлен очень мелкими (сотые доли миллиметра) беспорядочно ориентированными кристалликами. Иногда наблюдаются участки с более крупными (до 1 мм) кристаллами тремолита. Мощность амфиболовой зоны до 0,2 м.

Пироксен-эпидотовый парагенезис слагает внешнюю зону метасоматитов. Образует плотную мелкозернистую (десятые доли миллиметра) серовато-зеленого цвета породу, состоящую из примерно равных количеств пироксена и эпидота, а также темно-зеленого амфибола, карбоната, кварца, магнетита и пирита. Доля последней группы минералов не превышает 3—5%. Пироксен в шлифах бесцветен, не плеохроит. Диагностирован как диопсид ($N_g=1,697$; $N_p=1,666$; $2V=59^\circ$). Эпидот в шлифах слабо окрашен в светло-зеленоватые тона. Отмечается слабый плеохроизм. Определен как пистацит ($N_g=1,767$; $N_p=1,723$; $—2V=77^\circ$).

Расчет двуминеральной смеси (табл. 1) на пироксен и эпидот показывает следующие ориентировочные составы: диопсид — $Ca_{0,91}(Mg_{0,88}Fe_{0,21})_{1,09}[(Si_{1,98}Ti_{0,02})_{2,00}O_6]$; пистацит —

Рентгенометрическая характеристика серпентинов

№ п/п	0—817 (подгруппа антигорита)		0—1197 (подгруппа девейлита)	
	d/n	I	d/n	I
1	7,37	8	7,30	8
2	4,66	4	4,59	8
3	4,17	5		
4	3,65	7	3,68	7
5			3,30*	3
6	3,06*	5	3,02*	7
7			2,58	8
8	2,53	10	2,48	10
9	2,28*	2	2,30*	3
10	2,18	4	2,13	5
11	1,882*	2	1,909*	4
12			1,725	4
13	1,689	2	1,676	3
14	1,565	7		
15	1,539	7	1,532	10
16	1,506*	2		
17	1,425*	3	1,434	2
18			1,379*	1
19	1,315	6	1,311	7
20			1,181*	2
21	1,151*	2	1,152*	2
22			1,060	2
23			1,044*	4
24	1,012*	3	1,011*	2
25			0,976*	3
26	0,998*	3	0,994*	3

*Линии кальцита (примесь).

Примечание. Аналитик С. М. Горюхина (ДВГИ).

($Ca_{1,93}Mn_{0,10}$)_{2,03}($Al_{2,16}Fe_{0,52}$)_{2,68}[($Si_{2,89}Al_{0,11}$)_{3,00}O₁₂](OH). Мощность зоны до 0,5 м.

Пироксен-эпидотовая зона постепенно переходит в измененные эффузивы среднего состава. На отрезке в 1,0—1,5 м происходит исчезновение пироксена и эпидота и по тонкозернистой основной массе эффузивов развиваются преимущественно амфибол тремолит-актинолитового ряда, а также хлорит и пирит. В значительных количествах в породе присутствуют пятнообразные выделения лейкоксена с рудным минералом.

Постоянно фиксирующимся минералом во всех зонах метасоматитов является магнетит. Наибольшие его количества (иногда до 40%) наблюдаются в серпентиновой зоне, наименьшие (не более 1—2%) — в пироксен-эпидотовой. Присутствует в виде мелкой рассеянной вкрапленности или тонких прожилко-

Концентрация некоторых микроэлементов в профилирующих минералах
магнезиальных метасоматитов

Ком- понент	Карбо- натная зона	Серпентиновая зона		Амфиболовая зона		Пироксен- эпидотовая зона
	доломит 0—773	серпентин 0—817	магнетит 0—817	тремолит 0—818	магнетит 0—818	пироксен+ эпидот 0—819
Al	Не обн.	0,0002	0,0017	0,0005	0,0017	0,0013
Ca	»	0,0001	0,0025	0,0001	0,0050	0,0012
Fe	»	0,0002	0,0076	0,0009	0,0100	0,0011
Mg	»	Не обн.	0,0140	0,0009	0,0290	0,0180
Si	»	»	Не опр.	Следы	Не опр.	0,0002
Na	»	0,0020	0,0190	0,0040	0,0270	0,0240
K	»	0,0003	0,0014	0,0008	0,0017	0,0021
As	0,0003	0,0004	0,0029	0,0070	0,0015	0,0240
Ag	Не обн.	0,00001	0,00130	0,00002	0,00090	0,00040
Au	»	0,0001	0,0060	0,0003	0,0012	0,0005
Ba	»	0,0001	Не опр.	0,0002	Не опр.	0,0016
Br	»	Не обн.	0,0025	0,0035	0,0030	0,0070
Cd	»	»	Не опр.	Не обн.	Не опр.	0,0011
Co	»	0,0009	»	0,0080	»	0,0063
Cu	0,0100	Не опр.	»	Не опр.	»	Не опр.

Примечание. Доломит исследован спектральным полуколичественным, остальные минералы — количественным анализом (аналитики Т. В. Свергунова, Т. В. Ланкова; ДВГИ).

Объект однороден. Иногда золото присутствует самостоятельно (без теллуrowисмутита) в доломите и участках укрупнения кристаллических агрегатов тремолита, образуя выделения желтого цвета комковато-угловатых форм размером до 0,2 мм. Пробность золотины из тремолитовой зоны составила 931,4 (атомно-абсорбционный спектрофотометр АА-610S, аналитик О. Г. Касимова, ДВГИ). Из других ассоциаций рудных минералов следует отметить парагенезис пирит+халькопирит, которым сложены тонкие (десятые доли миллиметра) прожилки, рассеивающие одно из гнездообразных выделений (6—8 мм в поперечнике) гетит-магнетитового состава.

В приразломной зоне в метасоматитах присутствуют довольно крупные (до нескольких десятков сантиметров в поперечнике) каверны выщелачивания. С процессом выщелачивания связано образование интересного комплекса вторичных минералов. К продуктам вторичного изменения метасоматитов относятся сепиолит, который развивается в виде корочек по магне-

Изучение этого комплекса проведено совместно с сотрудниками Дальневосточного геологического института В. Т. Казаченко и В. М. Чубаровым. Подробные результаты исследований будут опубликованы в отдельных статьях.

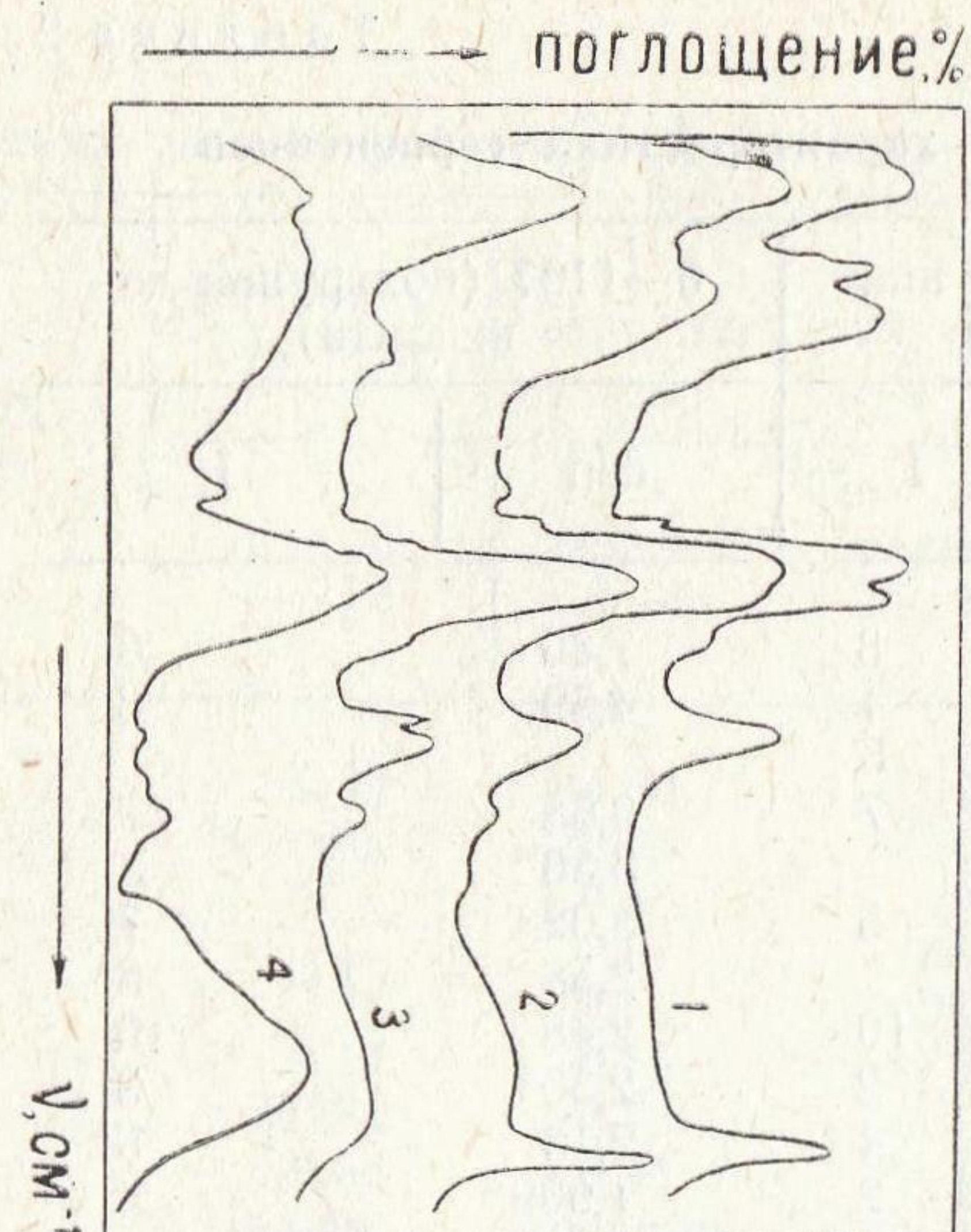


Рис. 2. ИК-спектры некоторых минералов магнезиальных метасоматитов: 1 — серпентина подгруппы антигорита, 2 — серпентина подгруппы девейлита, 3 — сепиолита, 4 — аллофана

видных выделений, отдельных крупных зерен или пятнообразных скоплений. По составу магнетиты серпентиновой и амфиболовой (тремолитовой) зон не отличаются друг от друга (табл. 1). Характерно присутствие в них 0,57—0,64% марганца.

Концентрации микроэлементов в профилирующих минералах метасоматитов повышаются от доломитовой к пироксен-эпидотовой зоне (табл. 3). Так, в доломите отмечается весьма низкий уровень содержания почти всех микроэлементов. В серпентине и тремолите концентрация микроэлементов несколько повышается. Значительно возрастает их количество в магнетитах. Максимальных значений концентрации микроэлементов достигают в пироксен-эпидотовом парагенезисе. Особенно возрастают содержания цинка, меди, серебра, ванадия, кобальта, никеля.

В амфиболовой (тремолитовой) и серпентиновой зонах метасоматитов обнаружен интересный парагенезис рудных минералов — золото+теллуrowисмутит. Теллуrowисмутит образует преимущественно мелкие (десятые доли миллиметра) ксеноморфные зерна темно-серого цвета. Состав теллуrowисмутита определен на микрозонде IXA-5A (аналитик В. М. Чубаров). Относится к необычной свинец- и серебросодержащей разновидности (Bi — 40,03; Te — 41,84; Pb — 13,30; Ag — 1,27; Se — 0,72; Σ — 97,16%). Золото в парагенезисе с теллуrowисмутитом представлено мелкими (сотые доли миллиметра) выделениями неправильной формы. Состав двух золотинок, расположенных в разных участках шлифа, по данным микрозондирования, оказался идентичным (Au — 93,63; Ag — 6,13; Σ — 99,76%). Исследование состава одной из золотинок по профилю показало, что

зиальным минералам. Имеет низкую твердость, слоистое строение и желтовато-сероватый цвет. Диагностика сепиолита подтверждена ИК-спектроскопией (рис. 2, аналитик Г. А. Нарнов) и рентгенометрическим анализом (аналитик С. М. Горюхина). На участках выщелачивания нередко присутствует бесцветный или окрашенный в голубой цвет прозрачный или полупрозрачный аллофан (рис. 2). Характеризуется отчетливым раковистым изломом, сильным стекляннным блеском, невысокой твердостью. Рентгенометрические исследования показали отсутствие у него кристаллического строения. С помощью микрозонда установлено присутствие в составе аллофана около 1% меди. С процессом экзогенного изменения, широко проявленным в приразломной зоне, вероятно, связано появление в метасоматитах такого редкого минерала, как монтанит, развивающегося по теллуру висмутиту. По данным микрозондирования, представлен богатый свинцом разновидностью

(Bi_2O_3 —53,70; PbO —11,89; TeO_3 —26,46; CaO —0,77; Σ 92,82%).
Формула минерала: $(0,78\text{Bi}_2\text{O}_3 \ 0,35\text{PbO} \ 0,09\text{CaO}) (\text{TeO}_3) \cdot n\text{H}_2\text{O}$

В приразломной зоне в метасоматитах установлено присутствие необычных свинец-, медь- и кремнийсодержащих продуктов экзогенного изменения магнетита и сульфидов. Изучение их на микрозонде позволило выделить среди них кремнийсодержащий гетит (SiO_2 —7,12; Fe_2O_3 —84,66; CaO —0,31; MgO —0,40; CuO —0,37; PbO —0,66; ZnO —0,57; Σ —94,09%), а также фазы, содержащие в качестве главных элементов Fe, Si, Pb и Cu. По ряду особенностей состава эти фазы близки к минералам голландитовой группы.

При рассмотрении генетической сущности процессов, приведших к возникновению магнезиальных метасоматитов, следует обратить внимание на состав скарноподобных ассоциаций известкового ряда, широко проявленных на месторождении и образовавшихся в результате реювенации гидротермально-метасоматической деятельности золоторудного этапа (Фатьянов, 1980). В строении метасоматических колонок часто участвуют минералы, содержащие значительные количества магнезической составляющей: пироксены ряда диопсид-геденбергит, амфиболы ряда тремолит-актинолит, хлориты. Этот факт позволяет считать рассмотренные магнезиальные метасоматиты продуктами того же процесса реювенации, однако образовавшимися в специфических условиях при весьма значительной активности магния.

ЛИТЕРАТУРА

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М.: Геолтехиздат, 1957. 868 с.

Фатьянов И. И. Стадийность и температурные условия формирования одного из золоторудных месторождений Нижнего Приамурья. — В кн.: Термобарогеохимия и рудогенез: Материалы VI Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии. Владивосток, 1980, с. 162—169.

Г. Н. Степанов, В. М. Кузьминых, М. В. Степанова,

В. И. Гвоздев, Н. Я. Калинин

ЗОЛОТО-ВИСМУТОВЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ СКАРНОВО-ШЕЕЛИТ-СУЛЬФИДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение является представителем скарново-шеелит-золото-колчеданной формации, характеризующейся комплексным оруденением. Основными компонентами руд являются молибден и медь, сопутствующими — золото, серебро и висмут, а также селен и теллур.

Рудные тела месторождения представлены жиллообразными скарновыми залежами с наложенной кварц-шеелитовой и сульфидной минерализацией. Они залегают в толще нарушенных биотитовых роговиков с блоками и линзами известняков верхнепермского возраста, а также в меловых интенсивно грейзенизированных плагиогранитах-гранодиоритах, слагающих небольшой шток в центральной части месторождения. Рудные тела сложены несколькими разновременными минеральными ассоциациями, соответствующими главным стадиям минерализации: скарновой, грейзеновой, кварц-шеелитовой, сульфидной и карбонатной. Руды месторождения представлены кварц-шеелитовым и сульфидными типами. Последний подразделяется на шеелит-арсенопиритовый, шеелит-халькопирит-пирротиновый и пирротин-сфалеритовый. Основная масса руд развивалась по скарнам и формировалась одновременно с ними. Минеральный состав скарнов и руд месторождения отражен в табл. 1.

Распределение золота, серебра и висмута в рудах и минералах. Золото, серебро и висмут не образуют крупных скоплений в рудах, но представляют минералогический интерес и могут попутно извлекаться при обработке руд месторождения. Минералы этих элементов, часто встречающиеся совместно, отлагались на завершающих стадиях рудного процесса, замещая ранние минеральные ассоциации (кварц-шеелитовую и др.). Основным концентратором золота, серебра и висмута являются арсенопиритовые и пирротин-халькопиритовые руды, где их содержание несколько выше кларковых, в кварц-шеелитовых и сфалеритовых рудах концентрация этих элементов ниже.

Изучение закономерностей концентрации золота в минералах различных стадий минерализации показывает преимущественное его накопление в арсенопирите (% массы) $8,57 \cdot 10^{-7}$, молибдените $4,2 \cdot 10^{-7}$, лимоните $0,96 \cdot 10^{-7}$, пирротине $0,71 \cdot 10^{-7}$. По нашим данным, содержания золота и серебра в пирротине из сульфидных руд месторождения составляют соответственно

Таблица 1

Минеральный состав скарнов и руд месторождения

Минералы	Главные	Второстепенные	Редкие
Скарновые	Пироксен	Кальцит	
	Плагиоклаз	Гранат	
	Куммингтонит	Везувиан	
		Волластонит	
Нерудные, апоскарновые и грейзеновые		Сфен	
	Биотит	Клиноцоизит	
	Мусковит	Актинолит	
	Плагиоклаз	Турмалин	
	Кварц	Апатит	
	Кальцит	Пренит	
	Куммингтонит	Стильпномелан	
	Хлорит	Калишпат	
		Сфен	
		Ильваит	
		Флюорит	
		Ортит	
		Циркон	
		Цеолиты	
Рудные	Пирротин	Сфалерит	Фрейбергит
	Халькопирит	Галенит	Кубанит
	Шеелит	Пирит	Клапротолит
	Арсенопирит	Висмутин	Клокманнит
		Самородный висмут	Умангит
		Станнин	Валлериит
		Молибденит	Хедлейит
		Виттихенит	Жозеит-А
		Кобеллит	Жозеит-В
		Самородное золото	Козалит
		Марказит	Самородное серебро
		Джемсонит	

0,021—1,155 и 0,078—19,370 усл. ед. (табл. 2). Повышенные содержания золота и серебра в пирротине, вероятно, обусловлены присутствием в нем механической примеси минералов этих элементов. Рациональный анализ сульфидной пирротин-халькопиритовой руды показал, что 48,6% всего золота находится в кварце в самородном виде, 17,9% — связано в пирротине, 8,7% — в халькопирите, 24,8% находится в кварце в тонкодисперсном состоянии.

Изучение особенностей распределения висмута в минералах сульфидных руд позволило установить, что относительно высокие концентрации висмута характерны для арсенопирита, пониженные — для пирротина, халькопирита и галенита (табл. 3).

Таблица 2

Содержание золота и серебра в пирротине из сульфидных руд месторождения*

Проба	Au	Ag	Проба	Au	Ag
C-144-р	0,268	0,456	C-122-д	0,069	0,196
C-145	0,647	0,526	C-121-и	0,754	0,468
C-135-б	0,572	0,748	C-129-д	0,027	0,601
C-145-б	1,155	0,429	C-145-и	0,054	0,078
C-145-в	0,272	0,413	C-125	0,582	0,621
C-145-г	0,393	0,657	C-261-н	0,076	2,846
C-145-е	0,585	0,237	C-159	0,021	5,196
C-134-к	0,026	3,073	C-179-а-4	0,285	8,245
C-133-м	0,428	1,190	C-179-в-6	0,225	1,126
C-124-д	0,625	19,37	C-180-м	0,101	2,962
C-122-м	0,734	0,619	C-241-л	—	0,371

* Здесь и далее содержание золота и серебра приводится в условных единицах.

Примечание. Аналитики Н. И. Барышева, С. В. Кральшина (ДВГИ).

Таблица 3

Содержание висмута в минералах сульфидных руд

№ п/п	Проба	Минерал	Bi
1	C-188-д	Арсенопирит	0,053
2	C-177-м	»	0,052
3	C-102-д	»	0,025
4	C-160-б	»	0,022
5	C- 91-а	»	0,017
6	C-120-д	»	0,012
7	C-177-а	»	0,037
8	270	»	—
9	2	»	0,002
10	1836-4	Пирротин	0,046
11	54-П	»	0,006
12	4	Халькопирит	0,003
13	270	»	—
14	Б/н	Галенит	0,004
15	»	Гидроокислы железа	0,0168

Примечание. 1—7 — ДВГИ, аналитик З. Л. Мукасева; 8—14 — по В. В. Тихомировой, Б. С. Чернову (1965 г.); 15 — по Ю. Г. Иванову (1974, среднее из 8 анализов). 10—14 — образцы из коллекции В. М. Кузьминых. Б/н — без номера.

Установлена тесная положительная корреляционная связь висмута с золотом (Четырбоцкая и др., 1975).

Парагенетические ассоциации минералов золота, серебра и висмута. При детальном микроскопическом изучении установлена тесная ассоциация золота и серебра с висмутовыми мине-

ралами. Все эти минералы нередко встречаются совместно по границам зерен арсенопирита, халькопирита и пирротина. В массивных пирротин-халькопиритовых рудах золото ассоциирует с самородным висмутом и галенитом, образующими взаимные прорастания типа графических и возникающими, вероятно, в результате распада твердых растворов сложных сульфоселеноидов. Золото в этих рудах встречается также в виде мельчайших (0,001—0,01 мм) округлых или неправильной формы зерен в халькопирите, пирротине, сфалерите, кварце, иногда шеелите, часто в сростках со станнином. Кроме того, в ассоциации со станнином и самородным висмутом встречается галенит с графически подобными выделениями серебросодержащей блеклой руды — фрейбергита. В халькопиритах этой ассоциации часто наблюдаются медно-висмутовые сульфосоли (клапротолит, виттихенит), реже селениды меди.

Самородный висмут в пирротин-халькопиритовых рудах образует мелкие (0,01—0,1 мм) изометричные или неправильной формы выделения в пирротине. Они приурочены к границам зерен пирротина, трещинам, реликтам нерудных минералов. Основная часть запасов висмута на месторождении связана с самородным висмутом.

Хедлейит (Bi_7Te_3), являющийся редким минералом, впервые в СССР обнаружен в пирротин-халькопиритовых рудах месторождения в виде мельчайшей вкрапленности в самородном висмуте. Химический состав его установлен с помощью микрозонда (в %): Bi — 81,3; Te — 18,0; Se — 0,6; параметры элементарной ячейки (в Å) $d_h = 4,47$, $C_h = 119,2$. В сростках с хедлейитом в самородном висмуте отмечается жозеит-В ($\text{Bi}_4\text{Te}_2\text{S}$) в виде мельчайших (0,001 мм) белых слабоанизотропных зерен (Нечелюстов и др., 1973).

Фрейбергит образует графические сростки с галенитом в пирротин-халькопиритовых рудах. Отражательная способность ниже, чем у галенита, но выше, чем у станнина. В сравнении с последним он имеет серый цвет со слабым зеленоватым оттенком. В нем установлена значительная примесь серебра (до 16,4% массы), изоморфно замещающего медь (табл. 4).

Для галенитов этого парагенезиса существенных примесей серебра и других элементов не установлено.

Клапротолит является редким минералом. Он развивается по трещинам в халькопирите, образуя мелкие (0,05 мм) иголки и петельчатые агрегаты по периферии зерен и вдоль трещин. Обладает сильным двуотражением от кремового до серо-голубого и коричневого, сильно анизотропен с цветным эффектом от синего через темно-коричневый до светло-желтого.

Виттихенит встречается в сростках с клапротолитом, выделяя его внешние оторочки. Имеет коричневый цвет, слабое двуотражение и четкую анизотропию в коричневых тонах.

Другая ассоциация минералов характерна для более поздних кварц-кальцитовых прожилков, секущих роговики, скарны и фрейзенитизированные гранодиориты. В этих прожилках кроме халькопирита, пирита, пирротина, арсенопирита, шеелита, молибденита и сфалерита встречаются кобеллит, козалит, галенит, висмутин, жозеит-А, жозеит-В, реже джемсонит, самородные золото, серебро и висмут.

Самородное золото образует сравнительно крупные (0,4 мм) изометричные зерна светло-желтого цвета в крупных пластинчатых кристаллах кобеллита. Здесь же встречается самородный висмут в виде мелких округлых зерен вдоль трещин кобеллита. В самородном висмуте отмечается примесь сурьмы (1—2% массы). Пробность золота из этой ассоциации, определенная атомно-абсорбционным методом, 769.

Кобеллит впервые обнаружен и описан Г. Н. Нечелюстовым и В. А. Мыриным в кварцевых прожилках среди пироксенитовых скарнов, где он приурочен к гнездам и тонким просечкам хальцита в кварце (Нечелюстов, Мырин, 1968). Здесь кобеллит ассоциирует с халькопиритом, пирротинном, шеелитом, и образует гнездообразные скопления или мелкозернистые агрегаты, сложенные призматическими (до 1 см) или неправильными зернами белого цвета. Иногда кобеллит встречается в массивных арсенопиритовых рудах, где он в сростках с галенитом выполняет трещины в арсенопирите. Кобеллит в иммерсии имеет сильное двуотражение от зеленовато-белого до фиолетово-серого цвета, отчетливо анизотропный, имеет прямое погасание. Химические анализы кобеллита приведены в табл. 4. Параметры его элементарной ячейки: $a_0 = 21,84 \pm 0,02$; $b_0 = 35,21 \pm 0,03$; $C_0 = 4,05 \pm 0,01$ (ИМГРЭ, аналитик Н. Г. Шумкова).

Козалит встречается редко, в виде волосовидных, игольчатых кристаллов в пустотах кварцевых жил. В отраженном свете он имеет белый цвет, в иммерсии обладает слабым двуотражением, в скрещенных николях анизотропный, без цветного эффекта.

Джемсонит установлен в кварцевых жилах в парагенезисе с жозеитом-В и самородным висмутом. Имеет белый цвет с зеленоватым оттенком в сравнении с самородным висмутом и жозеитом. По химическому составу относится к висмутовой разновидности (до 11,7% массы висмута, табл. 4). Близкие по составу джемсониты описаны А. А. Годовиковым (1971).

Висмутин встречается в виде включений мелких (0,001—0,1 мм) удлиненных кристалликов в халькопирите и пирротине, ассоциирует с самородным висмутом. Имеет белый цвет, в иммерсии сильно анизотропен и обнаруживает отчетливое двуотражение.

Жозеит-А образует мельчайшие (0,001 мм) выделения в висмутине. Минерал белого цвета, слабоанизотропный. Установлен Г. Н. Нечелюстовым с помощью электронного микрозонда

Химический анализ

Номер анализа	Pb	Ag	Fe	Zn	Bi	Sb	Cu
1	43,41	0,02	1,56	—	25,34	10,96	—
2	43,49	1,41	0,23	—	30,62	5,15	0,83
3	—	16,4	4,8	0,7	—	29,5	21,8
4	40,8	—	2,2	—	11,7	25,3	—
5	0,2	—	—	—	74,0	0,6	0,1
6	81,6	1,4	—	—	4,5	—	—

Примечание. 1, 2 — кобеллит; 3 — фрейбергит; 4 — джемсонит; 5 — (1968), аналитик Н. Г. Шумкова, ИМГРЭ; 2—6 — аналитик И. М. Романенко, ДВГИ (микрозонд).

Жозеит-В встречается в виде мелких (0,01 мм) изометричных выделений в висмутовом джемсоните. Цвет белый, со слабо-кремовым оттенком. Изучением жозеит-В по химическому составу близок к теоретическому (табл. 4).

Галенит ассоциирует с висмутовыми минералами и сфалеритом и замещает более ранние арсенопирит, халькопирит, пирротин и сфалерит. В. В. Тихомирова (1965 г.) обнаружила в галените мелкие выделения станнина, джемсонита и самородного серебра.

Детальное исследование галенита из парагенезиса с кобеллитом позволило установить в них изоморфные примеси серебра и висмута (табл. 4). Кроме того, в них встречаются очень мелкие (менее 0,001 мм) включения самородного серебра и его минералов.

Самородное серебро (?) и электрум (?) описаны В. В. Тихомировой предположительно, по оптическим свойствам. Образуют мельчайшие (0,001—0,03 мм) изометричные и слегка вытянутые выделения белого или светло-желтого цвета. Присутствуют в ассоциации с золотом и висмутовыми минералами.

Минералогические исследования руд показали, что наибольшее количество золота и висмута связано с кварцем и хлоритом, серицит-кварцитовыми агрегатами, а меньшее — с халькопиритом, гидроокислами железа, меди.

ЛИТЕРАТУРА

Годовиков А. А. К систематике свинцово-сурьмяно-висмутовых сульфидов. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Наука, 1971, с. 57—83.

Иванов Ю. Г. Геохимические и минералогические критерии поисков вольфрамового оруденения. М.: Недра, 1974. 216 с.

Лодейщиков В. В., Игнатьева К. Д. Рациональное использование серебросодержащих руд. М.: Недра, 1973. 147 с.

минералов, % массы

Te	Se	S	CaO	CO ₂	Нерастворимый остаток	Сумма
—	—	17,65	0,18	0,14	0,53	99,79
0,19	—	16,43	—	—	—	98,46
0,1	—	24,1	—	—	—	97,4
—	—	20,5	—	—	—	100,5
21,5	0,8	2,9	—	—	—	100,1
—	—	13,6	—	—	—	101,1

Жозеит-В; 6 — галенит. 1 — данные Г. Н. Нечелюстова, В. А. Мырина, ДВГИ (микрозонд).

Мостович В. Я. Методика исследования золотосодержащих руд. Свердловск, 1956. 80 с.

Нечелюстов Г. Н., Авдонин А. С., Халезова Е. Б. О первой находке кедлейита в СССР. — ДАН СССР, 1973, т. 210, № 6, с. 1015—1018.

Нечелюстов Г. Н., Мырин В. А. О новой находке кобеллита в СССР. — ДАН СССР, 1968, т. 181, № 5, с. 1223—1226.

Четырбоцкая И. И., Сахоненок В. В., Шмураева Л. Я. К золотоносности вольфрамовых месторождений. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Изд-во ЛГУ, 1975, с. 393—398.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА

П. С. Бернштейн

НЕКОТОРЫЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ТИПОМОРФИЗМА МИНЕРАЛОВ ПРОДУКТИВНЫХ АССОЦИАЦИЙ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

На современном этапе исследований минеральных ассоциаций и типоморфизма минералов большое значение приобретает использование современных методов, позволяющих выявить особенности состава и физических свойств минералов. В статье рассмотрены некоторые возможности таких методов. Из оптических методов, простых и экспрессных, широко используемых при изучении прозрачных жильных минералов, в частности кварца, большое значение имеют методы ИКС. Спектры поглощения в инфракрасной области позволяют выделять полосы, обусловленные наличием воды (3400 см^{-1}), CO_2 (2350 см^{-1}), углеводородов ($2900\text{—}2550\text{ см}^{-1}$), характеризовать различия их содержаний в кварце одной или нескольких генераций (Бархударян, Гребенчиков, 1974).

При изучении рудных минералов задача усложняется тем, что наиболее информативный элемент характеристики энергетического состояния кристалла (спектр поглощения) непосредственно не может быть получен. Легко определяемые спектры отражения в видимой и ближней инфракрасной области используются в настоящее время только для диагностики минералов. Методика определения коэффициента поглощения непрозрачных сред, основанная на поляризации света при отражении (эллипсометрия), детально разработана. К сожалению, для этих измерений отсутствует серийная аппаратура, а кустарные приборы, изготавливаемые на базе двойного микроскопа Линника и МИС-11, дают большие ошибки. Еще большие погрешности получаются при вычислении коэффициента поглощения на основании измерений величины отражения в двух средах (в воздухе и в иммерсии).

Использование резкого различия спектров отражения чистого золота и серебра в видимой области позволило усовершенствовать известную методику определения пробы золота в шлифах. По наклону кривой дисперсии, выраженному отношением отражения при длине волны 660 нм к отражению при

460 нм , удается определять пробу золота в интервале $600\text{—}1000$ с точностью около 10 ед. (Бернштейн, Козак, 1970).

Электрические свойства сульфидов, в основном представляющих собой полупроводники, определяются главным образом составом примесных ионов, их концентрацией и способом закрепления в решетке кристаллов. В случае отклонения от стехиометрии роль примесных ионов принадлежит избыткам катиона или аниона.

Приведем несколько примеров изучения электрических свойств некоторых минералов золоторудных месторождений. По данным Е. В. Розовой (1970 г.), пирит одного из месторождений характеризуется дырочным типом проводимости, так как в качестве примеси содержит мышьяк. В направлении от центра рудных зон к их периферии в пирите убывает концентрация примеси мышьяка от 1 до 0,1%, в соответствии с чем ТЭДС пиритов возрастает от $+280$ до $+780\text{ мкВ/град.}$, а удельное электрическое сопротивление от 10^{-2} до $10^2\text{ Ом}\cdot\text{см}$.

Пирит, образующий рассеянную вкрапленность во вмещающих углистых сланцах вдали от рудных зон, обладает электронным типом проводимости и содержит примесь никеля и кобальта (от нескольких тысячных до 0,1%). По мере приближения к рудным зонам наряду с вкрапленностью пирита с отрицательными значениями ТЭДС, появляется пирит с положительными значениями ТЭДС, имеющий повышенные содержания мышьяка.

В золото-мышьяковом месторождении Южного Урала, по данным Е. В. Розовой (1969), пириты трех генераций четко различаются по электрическим свойствам. Пирит дорудных кварц-полевошпатовых жил обладает большой величиной ТЭДС положительного знака (от 420 до 540 мкВ/град.). В золотоносных кварцевых жилах он имеет положительный знак и малую величину ТЭДС (от 180 до 220 мкВ/град.). В послерудных кварцевых жилах пирит имеет низкую величину ТЭДС отрицательного знака за счет присутствия в нем кобальта.

В одном из жильных месторождений арсенопирит с дырочным или электронным типом проводимости занимает четкую геологическую позицию в пределах рудного поля (Зарембо, Розова, 1971 г.). Арсенопирит с положительным знаком ТЭДС, являющийся наиболее золотоносным, образует прожилки в центре рудного поля вблизи основных рудоконтролирующих разломов и золотоносных кварцевых жил. Прожилки арсенопирита с электронным и дырочным типом проводимости, с малыми значениями ТЭДС отрицательного и положительного знака, располагаются в центре прожилковых зон, бедных золотом. Арсенопирит с электронным типом проводимости со значительной величиной ТЭДС отрицательного знака распространен повсеместно на периферии месторождения.

В рудах золото-серебряного месторождения галенит, отло-

женный на ранней продуктивной стадии минерализации, содержит малую примесь серебра и других элементов и обладает электронным типом проводимости при невысоких значениях ТЭДС отрицательного знака (Розова и др., 1974). Галенит, кристаллизовавшийся на продуктивной стадии, имеет значительную примесь серебра и характеризуется высокими значениями ТЭДС положительного знака.

В Березовском месторождении (Средний Урал) блеклая руда изменяет величину ТЭДС в зависимости от концентрации примеси висмута. В центральной части поля в блеклых рудах наблюдается высокая концентрация висмута — до 1—1,5% и ТЭДС имеет величину 200—400 мкВ/град.; к периферии в блеклых рудах ранних генераций содержание висмута уменьшается до тысячных долей процента и ТЭДС возрастает до 800—1000 мкВ/град. при положительном знаке.

Приведенные данные показывают четкие различия ТЭДС пирита, арсенопирита, галенита, халькопирита разных генераций, что свидетельствует о возможности по этому признаку выделять продуктивные ассоциации минералов. По изменению ТЭДС сульфидов, относимых к одним и тем же продуктивным ассоциациям, устанавливаются элементы зональности оруденения.

Особое значение имеют методы локального анализа минералов непосредственно в аншлифах. Полуколичественные анализы больших зерен (около 60 мкм) в настоящее время выполняются при помощи лазерного эмиссионного метода; при количественном анализе в качестве эталонов могут применяться природные или синтетические минералы известного состава. Н. Г. Кореннова и И. З. Исакович (1972) предложили использовать для этой цели отношение интенсивностей спектральной линии определяемой примеси к интенсивности линии основного компонента, содержание которого постоянно. Таким путем определяется содержание серебра и висмута в галените; мышьяка, никеля и кобальта в пирите; цинка, серебра и мышьяка в халькопирите. Полученные результаты позволили выявить различия в составе минералов отдельных генераций, а также уточнить характер зональности золотого оруденения в пределах отдельных рудных полей.

Остановимся на возможностях микрорентгеноспектрального анализа. В некоторых современных приборах для целей такого анализа совмещены сканирующий электронный микроскоп высокого разрешения (100 Å) и электронный микроанализатор, позволяющий определять в минерале все элементы от бора до урана с локальностью 1 мкм. Чувствительность анализа для многих элементов достигает 0,01%, поэтому кроме основного состава минералов в них могут определяться и примеси. Непосредственно решаются такие задачи, как исследование особенностей размещения микронных и более мелких частиц золота в сульфидных.

Из рассматриваемых методов исследования наиболее доступным и эффективным при изучении минералов-полупроводников является метод ТЭДС в сочетании с локальным анализом.

Широкое использование новых методов исследования типоморфизма минералов позволит изменить наши представления о зональности золоторудных месторождений, их генезисе и метаморфизме руд и будет способствовать разработке минералогических критериев оценки рудных образований.

ЛИТЕРАТУРА

- Бархударян Н. Б., Гребенчиков А. М. Применение метода инфракрасной спектроскопии к изучению кварцев золоторудных месторождений. — Тр. ЦНИГРИ. М., 1974, вып. 112, с. 75—84.
- Берштейн П. С., Козак С. С. Определение пробы золота оптическим методом. — Тр. ЦНИГРИ. М., 1970, вып. 87, с. 247—254.
- Розова Е. В. Об изменчивости термоэлектрических свойств пиритов золоторудных месторождений. — Тр. ЦНИГРИ. М., 1969, вып. 86, ч. 2, с. 86—95.
- Розова Е. В., Гребенчиков А. М., Лившиц Д. М. О природе дырочного типа проводимости галенита из руд золото-серебряного месторождения. — Тр. ЦНИГРИ. М., 1974, вып. 112, с. 85—89.
- Кореннова Н. Г., Исакович И. З. Изучение состава галенитов некоторых полиметаллических месторождений. — Изв. высш. учеб. заведений. Геология и разведка, 1972, № 2, с. 52—59.

Г. П. Воларович, Л. А. Николаева

К ВОПРОСУ О ТИПОМОРФИЗМЕ ЗОЛОТА В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

В месторождениях и рудопроявлениях, относящихся к одной и той же эндогенной формации, типоморфные признаки золота отличаются изменчивостью. Практически нет специфических признаков, характеризующих золото месторождений определенной формации. Вместе с тем в месторождениях различных формаций особенности золота нередко сходны. Можно отметить лишь тенденцию преобладания или закономерного изменения особенностей самородного золота в месторождениях различных формаций, как это сделано Н. В. Петровской (1973).

Рассмотрим роль факторов, влияющих на особенности золота в месторождениях различных формаций.

Термодинамические условия рудоотложения. Отмечено (Петровская, 1969, 1973), что с уменьшением глубины образования месторождений возрастает гетерогенность структуры и состава золота, снижается проба золота, увеличивается количество элементов-примесей, возрастает дисперсия пробы (Петровская, 1969, 1973). Нами получены дополнительные данные по этому вопросу.

В Ленском золотоносном районе в рудах, образовавшихся на больших глубинах, но, по геологическим данным, несколько различающихся по глубине формирования, структуры золота в менее глубинных фациях становятся неравномерно зернистыми, усложняется характер двойникования, иногда намечается неяснозональное строение зерен, которое улавливается только с помощью рентгеноспектрального анализа. Наблюдается статистически значимое уменьшение средней пробы золота (на 100 и более единиц).

Золото малоглубинных месторождений чаще характеризуется признаками перераспределения серебра без заметного его выноса. Почти полная перекристаллизация с выносом серебра (резкое возрастание пробы) наблюдалась нами только в связи с контактовым метаморфизмом (в отличие от золота глубинных месторождений).

Средняя проба золота в месторождениях малых глубин (за исключением золото-теллуридных) не превышает 750, в месторождениях больших и средних глубин выше 750.

По мере уменьшения глубины формирования руд увеличивается число примесей в золоте и повышается их содержание.

Дисперсии содержаний серебра в самородном золоте, взятом из одного рудного тела и из серии рудных тел в пределах одного рудного поля, по мере перехода к малоглубинным месторождениям возрастают на порядок: величины дисперсии колеблются от 1 до 40 в месторождениях больших глубин и от 60 до 190 в близповерхностных (по 100 изученным совокупностям, включающим содержания серебра в самородном золоте).

Типоморфной примесью в золоте из глубинных месторождений, по данным 430 микроспектральных анализов¹, является титан; в золоте из месторождений малых глубин повышены содержания сурьмы, теллура, свинца; присутствуют цинк, марганец, олово. Частота встречаемости примесей сурьмы, теллура, мышьяка, в меньшей степени висмута в золоте из месторождений малых и средних глубин достаточно близка.

Газовые включения достигают максимальных размеров в слабо перекристаллизованном глубинном золоте (Николаева, 1954; Петровская, 1973), по-видимому, за счет слияния более мелких включений. В изученных образцах полностью перекристаллизованного золота из Ленского района они отсутствуют.

При общей направленности изменений особенностей золота имеются исключения, обусловленные как локальными вариациями условий, так и последующей перекристаллизацией золота. Достаточно упомянуть, что в близповерхностных месторождениях золото-теллуридного минерального типа и в месторождениях золото-серебряного типа вблизи контактов с пострудными магматическими телами золото имеет высокую пробу.

Стадийность оруденения. При многостадийном формировании золотых руд в них возрастает количество фаз самородного золота, различающихся по составу, размерам, форме и структуре выделений и, возможно, в ряде случаев по генезису.

В ряде месторождений Средней Азии золото более поздних генераций нарастает на более раннее, образуя сплошные или прерывистые зоны. При этом раннее золото часто утрачивает первичное зональное строение и приобретает гетерогенную структуру, в нем нередко появляются высокопробные обособления. Позднее золото выделяется также по межзерновым промежуткам в раннем золоте. При этом вдоль границы с более поздним золотом образуется зона промежуточного состава с расплывчатой внутренней и резкой наружной границами. Авторы наблюдали случаи, когда от раннего золота оставались лишь реликты, окруженные золотом иной пробы и структуры. Дисперсия величины пробы золота одной генерации низкая. В выборках, характеризующих золото нескольких генераций или разного генезиса, распределение серебра отклоняется от нормального, а дисперсия пробы возрастает.

¹ Микроспектральные анализы золота выполнены И. П. Ланцевым (ЦНИГРИ) по разработанной им методике.

Отнесение золота к продуктам одной или различных стадий оруденения решается с учетом всех минералогических и геологоструктурных данных. Для сростаний золота, отложенного на разных стадиях, типичны значимые различия средней пробы золота разных генераций, цементирование агрегатов раннего золота более поздними, признаки перекристаллизации раннего золота, наличие четко выраженного перерыва между выделениями раннего и позднего золота, в отдельных случаях зафиксированного расположением зоны тонкозернистых сульфидов на поверхности раннего золота. Золото, связанное с разными минеральными ассоциациями, формировавшимися на одной стадии рудоотложения, имеет менее резкие различия структуры и состава.

Метаморфизм руд. При контактовом воздействии магматических тел (Моисеенко, 1965) изменяется не только состав золота, но и структура его выделений.

Начальные стадии перекристаллизации приводят к одинаковой ориентировке зерен в агрегатах золота или к неравномерному распределению серебра в пределах зерен. Отмечаются признаки выноса золота и серебра с поверхности зерен и образование полиэдрически зернистых структур.

К признакам эндогенной перекристаллизации золота относится утрата зонального строения, возникновение структур рекристаллизации.

Металлогеническая специализация территории. На зависимость состава примесей в золоте от металлогенической специализации провинций указывали некоторые исследователи (Warren, Thompson, 1944; Петровская, 1973). Форма вхождения тонокристаллических примесей в золото изучена недостаточно. Известно лишь, что ряд элементов (серебро, медь, ртуть) может входить в его кристаллическую решетку, образуя твердые растворы замещения с различными пределами смесимости. Отдельные элементы (медь, свинец) образуют с золотом интерметаллические соединения. Pb, Sb, As, Zn, Mn могут присутствовать в золоте в составе механических минеральных примесей. Повышенное содержание в золоте Cu, Sn и As отмечено в районах соответственно с медной, оловянной и мышьяковой минерализацией.

Относительный возраст оруденения. При прочих равных условиях чем моложе оруденение, тем лучше проявлена неоднородность выделений золота. Существует мнение, что с течением времени такая неоднородность уничтожается процессами диффузии и собирательной рекристаллизации (Петровская, 1973). Наиболее четко гетерогенность структуры и состава золота проявлена в близповерхностных месторождениях мезозойского и кайнозойского возрастов. Меньшая неоднородность типична для золота позднепалеозойских месторождений.

Приведенные данные позволяют сделать вывод о суммарном воздействии факторов, обуславливающих различия особеннос-

тей золота в месторождениях одной формации и сходство этих особенностей в месторождениях различных золоторудных формаций.

ЛИТЕРАТУРА

Моисеенко В. Г. Метаморфизм золота месторождений Приамурья. Хабаровск, 1965. 127 с.

Николаева Л. А. Газовые включения в самородном золоте. — Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1954, № 4, с. 401—402.

Петровская Н. В. О типоморфизме самородного золота. — В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии. М.: Наука, 1969, т. 2, с. 260—286.

Петровская Н. В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.

Тимофеевский Д. А. О формационной классификации, минеральных типах и золотоносных минеральных ассоциациях золоторудных месторождений СССР. — Тр. ЦНИГРИ. М., 1971, вып. 96, ч. 1, с. 5—32.

Warren H., Thompson B. Miner Elements in Gold. — Econ. Geol., 1944, v. 39, n. 7, p. 457—471.

Г. М. Чеботарев, Ю. А. Волков, И. Х. Хамрабаев

К ВОПРОСУ О ТИПОМОРФИЗМЕ ЗОЛОТА НЕКОТОРЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

При исследовании типоморфизма золота региона большое значение имеет вопрос о связи состава, в частности пробы золота, с его парагенезисом. Материалы Р. П. Бадаловой, Л. А. Николаевой, Е. И. Громовой, Ю. Г. Зарембо, Н. П. Нестеровой, Н. В. Петровской, Н. Н. Королевой, Г. М. Чеботарева убеждают в существовании этой связи. Причины ее, как показывают уже первые попытки анализа материалов, разнообразны. Нельзя не согласиться с замечанием Н. В. Петровской¹ о неприемлемости упрощенного подхода к использованию пробы как однозначного типоморфного показателя и необходимости тщательного исследования причин вариаций пробы золота.

Использование микроанализатора М-46 позволило решать эти задачи на новом уровне. Нами проанализировано золото гипогенных и гипергенных руд некоторых месторождений и рудопроявлений. В результате проведенных исследований установлено следующее.

В рудах развито золото разной пробы — от наиболее низкопробного (кюстелита) до практически чистого самородного металла. В рудах некоторых объектов большую роль играет сравнительно низкопробное золото.

Отмечена связь пробы золота с составом вмещающей среды, его парагенезисом и, что наиболее существенно, с особенностями «микропарагенезиса» золотин (т. е. проба золота зависит от состава минералов, образующих с ним микроскопические сростания, которые обычно не учитываются при парагенетической характеристике руд).

Установлено наличие трех групп гипогенного золота.

К первой относится золото с пробой 950 и выше при незначительных колебаниях ее значений. Это округлые, изометричные или угловатые в сечениях формы. Оно вполне однородно, иногда с простыми двойниками. Образует сростки с висмутом, висмутином, тетрадимитом, хедлейитом, жозеитом, кальцитом, обособленным в виде полосовидных скоплений в раннем кварце. Отдельные монокристаллы золота, как и золото, синхронное с шеелитом в кварце, обычно имеют несколько пониженную пробу (900—950).

¹ Петровская Н. В. Самородное золото. М.: Наука, 1973.

Ко второй группе относится золото средней пробы со значительным колебанием ее значений (от 525 до 850). Оно ассоциируется с пиритом, арсенопиритом, пирротинном, халькопиритом, молибденитом, антимонитом, джемсонитом, буланжеритом. Формы выделений золота эпигенетичны относительно вмещающих сульфидов, реже оно представлено близкоодновременными выделениями в виде каплевидных включений по зонам роста или в виде полиминеральных цепочечных прожилков. Золото в арсенопирите и пирите имеет пробу не более 750, что отмечалось ранее И. Х. Хамрабаевым². Проба включений золота в пирите обычно ниже, чем в арсенопирите. Золото в сростках с висмутином, антимонитом, джемсонитом отличается относительно повышенной пробой — от 700 до 920. Проба золота, образующего сростания с пиритом и буланжеритом, меняется от 665 в пирите до 750 в буланжерите. Золото в сростках с пирротинном, халькопиритом обычно имеет ту же пробу, что и во вмещающем пирите или арсенопирите. Проба золота, близкоодновременного с молибденитом, образующим с ним сростки в кварце, оказалась резко пониженной. В раннем кварце одного из месторождений в ассоциации с джемсонитом установлено золото, имеющее мозаичную субмикроструктуру с отчетливо выраженными межблоковыми перегородками. Проба полигональных блоков в нем оказалась равной 850—900, а межблоковых перегородок — около 500. Подобное золото рассматривается как свидетельство небольших глубин формирования руд³.

Золото третьей группы характеризуется минимальными значениями пробы (320—515). Обычно оно ассоциируется с сульфосолями серебра — пираргиритом, фрейбергитом, миаргиритом, реже пруститом, а также гесситом, образуя небольшие скопления в светло-сером кварце, среди трещиноватых зерен арсенопирита или гнездах сфалерита, галенита и других минералов. Форма выделений неправильная или прожилкообразная. Оно характеризуется пятнисто-зональным распределением серебра и других примесей, среди которых преобладает сурьма (до 2,8%). Неравномерное распределение сурьмы в низкопробном золоте дает основание предполагать наличие в нем тончайших включений дискразита или ауростибита. Появление низкопробного золота связано с завершающими стадиями процесса рудотложения (Бендик, Нестерова, 1971 г.) или проявлением нового, не связанного с основным золоторудным процессом серебряного этапа минералообразования.

Гипергенное золото и золото, испытывавшее влияние факторов гипергенеза, широко распространено. Оно ассоциируется со вторичными минералами, отличается более крупными размерами,

² Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент: Наука, 1958.

³ Петровская Н. В. Самородное золото. М.: Наука, 1973.

пленочной, колломорфной, кружевной, реже кристаллической формами выделений и, как правило, высокой пробой. Вместе с тем в ассоциации с высокопробным часто обнаруживается золото весьма низкопробное. В отдельных случаях в окисленных золоторудных телах установлено гипергенное самородное серебро.

Сильно окисленные руды обычно отличаются золотом, весьма контрастным по пробе. На одном из рудопроявлений проба колеблется от 480—500 до 980—1000, на другом — от 280 до 750—760. Золото имеет колломорфную, реже мозговидно-блочную структуру, где округло-полиэдрические блоки 980—1000 пробы разделены сетью перегорожек, состоящих из кераргирита. Такая структура аналогична мозаично-блоковой и может рассматриваться как унаследованная. Наличие взаимоотношений между реликтовыми и явно эпигенетическими формами золотин во вмещающем мартите свидетельствует о небольших масштабах гипергенного перемещения золота. Наблюдения показывают, что в окисленных рудах самородное золото и серебро несколько разобщены пространственно, но близки по времени образования и могут рассматриваться как продукты единой гипергенной дифференциации этих металлов и, вероятно, тем большей, чем значительнее степень окисления руд.

Анализ полученных материалов позволяет сделать вывод о том, что важнейшими факторами, определяющими пробу золота, являются состав рудообразующих растворов, условия рудоотложения и последующие изменения руд. Значительную роль при этом могли играть электрохимические процессы, диффузионный обмен, в частности избирательная диффузия, а также перемещение золота и явления гипогенного распада минералов типа нагиагита и мальдонита или гипергенного разрушения, о чем свидетельствуют находки беерита и монтанита на одном из месторождений. Это должно учитываться при разработке вопросов типоморфизма рудного золота региона.

Н. С. Игумнова

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТА ИЗ НЕКОТОРЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЯКУТИИ

Приведенные в статье данные получены в результате исследований в двух районах Якутии. В Верхне-Индигирском районе изучались месторождения, относящиеся к золото-кварцевой малосульфидной формации, к арсенопиритовому минеральному типу, и рудопроявления золото-антимонитовой формации. Оруденение, приуроченное к песчано-глинистым породам нижнего и верхнего триаса, представлено кварцевыми жилами и минерализованными зонами дробления.

В Центрально-Алданском районе объектами изучения служили месторождения умеренно сульфидной (Лебединое рудное поле) и золото-сульфидно-кварцевой (Куранахское рудное поле) формаций. Месторождения первой формации локализованы в карбонатных породах нижнего кембрия и представлены крутопадающими жилами и горизонтальными метасоматическими залежами. Золотое оруденение второй формации развито в верхних горизонтах платформенного чехла; вдоль контакта нижнекембрийских карбонатных пород и перекрывающих их терригенных отложений юры расположены пластовые, лентообразно вытянутые залежи пиритизированных кварцевых метасоматов.

При сравнении золота разнотипных образований рассматривались размеры его частиц, их формы, внутренняя структура, пробоность, состав элементов-примесей.

По данным ситового анализа установлено, что в месторождениях всех рассмотренных формаций преобладает мелкое золото (0,001—0,08 мм). В месторождениях антимонитового типа встречались единичные золотины до 0,5 мм, а в малосульфидных рудах — до 5 мм. Размеры золотинок из золото-сульфидно-кварцевых месторождений колеблются в широких пределах (от 0,001 до 10—15 мм).

Формы выделения золота разнообразны. Некоторые их морфологические разновидности, такие, как комковидные и жилково-пластинчатые, встречаются в месторождениях всех типов. Однако их содержание в рудах разных формаций неодинаково. В малосульфидных рудах они господствуют, сопровождаясь грубогубчатыми выделениями; в умеренно сульфидных кроме них развиты каплевидные формы; в золото-антимонитовых месторождениях преобладающую роль играют комковидные частицы в

сочетании с губчатыми. В Куранахском рудном поле золото обладает характерными тонкогубчатыми формами. Таким образом, иногда одни и те же формы свойственны золотинам из месторождений различных формаций; определение их типоморфизма не может быть однозначным.

Внутреннее строение частиц золота, как показали результаты травления, неодинаково: наблюдаются отдельные зерна и зернистые агрегаты. Наибольший интерес представляют зональные выделения золота из некоторых умеренно сульфидных рудных тел. Зональность обусловлена нарастанием на зернах высокопробного золота низкопробных кайм, по-видимому, более поздних. В таких каймах чередуется от трех до пяти зон золота с разным содержанием серебра. Зоны, расположенные по периферии исследованных частиц, обычно сложены высокопробным золотом.

Наиболее распространены золотины зернистой структуры. Величина зерен непостоянна в разных частях одной и той же золотины и в общем возрастает с укрупнением золотинок. Губчатые агрегаты обладают тонкозернистым строением. Форма зерен чаще неправильная, изометричная или слегка удлиненная, границы их плавно изогнуты. Характерны простые и полисинтетические двойники.

Химический состав золота охарактеризован только в отношении пробности; отмечены (см. таблицу) существенные вариации этого показателя состава золота в пределах одной золото-рудной формации. В целом повышенная пробность золота свойственна золото-антимонитовым рудам.

По данным спектрального и химического анализов установлено, что медь и свинец — «сквозные» элементы-примеси в золоте почти всех золоторудных месторождений. Постоянное относительно высокое содержание меди свойственно золоту умеренно сульфидных руд, а наиболее низкое отмечено в золоте из месторождений малосульфидной формации. Содержание свинца меняется весьма значительно. Высокие концентрации его присущи золоту из золото-кварцевой малосульфидной формации. Примеси в золоте сурьмы типичны для золото-антимонитовых руд; висмута и марганца — для умеренно сульфидной; теллура — для золота золото-сульфидно-кварцевой формации. Золото малосульфидных руд характеризуется разнообразным составом элементов-примесей, зависящим от состава золотоносных минеральных ассоциаций.

Анализ приведенного материала позволяет сделать вывод, что состав элементов-примесей — наиболее отчетливый типоморфный признак самородного золота из разных золоторудных формаций.

При изучении частиц золота из окисленных руд повсеместно отмечается упрощение форм за счет сглаживания первичной поверхности золотинок, потеря металлического блеска, появление

Район	Формация	Формы частиц золота	Размер, мм	Пробность	Элементы-примеси * %	
					постоянные	редкие
Верхне-Индигирский	Малосульфидно-кварцевая	Комковидные, жилковидно-пластинчатые, грубогубчатые	0,001—0,08 редко 5	750—990	Pb 0,003—0,8 0,048	Cu 0,002—0,008 0,0048
					As 0,0025—0,02 0,008	Sb, Cr, Mn, Ni 0,006—0,2 0,04
					Cu 0,004—0,07 0,028	Fe 0,002—0,03 0,02
					Sb 0,004—0,08 0,016	Cr, Fe, Mn, Zn, Ni 0,0002—0,03 0,0032
					As 0,0004—0,008 0,004	Fe 0,007—0,04 0,016
Центрально-Алданский	Умеренно сульфидная	Комковидные, жилковидно-пластинчатые, каплевидные	0,001—0,08	750—950	Cu 0,015—0,1 0,04	Sb, As 0,002—0,01 0,008
					Pb 0,002—0,3 0,012	
					Bi 0,0002—0,07 0,005	
					Te 0,01—0,04 0,02	
					Mn 0,004—0,007 0,005	
	Золото-сульфидно-кварцевая	Губчатые	0,001—15	997—999	Cu 0,002—0,017 0,008	Bi, Sb

* В числителе — диапазон колебаний; в знаменателе — содержание.

шагренового рельефа. В зоне окисления руд умеренно сульфидной формации отмечены относительно крупные выделения золота (до 10 мм). Это позволяет предполагать, что здесь имеет место гипергенное укрупнение золотинок. Иногда несколько частиц первичного золота цементируется гипергенными выделениями того же минерала. Нередко губчатое золото образует тесные срастания с гидроокислами железа, что не раз отмечалось исследователями. В совокупности с другими данными это послужило основанием для отнесения золота к гипергенному, переотложенному. Аналогичное золото встречалось в рудах золото-антимонитовой формации.

Выявленные типоморфные особенности золота могут быть использованы для выяснения связей золотоносных россыпей с определенными коренными источниками в условиях Верхне-Индигирского района.

*Л. Н. Индолев, Г. Н. Гамянин, Ю. Я. Жданов,
В. П. Самусиков*

ГЕНЕРАЦИИ И ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА В ЗОЛОТО-СУРЬМЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЯКУТИИ

Вопрос о генезисе самородного золота в золото-сурьмяных месторождениях Якутии долгое время служил предметом дискуссий. В. Б. Рябиков отнес самородное золото одного из месторождений к продуктам послеантимонитовой стадии минерализации. Г. Н. Гамянин считал большую часть выделений золота в антимонитовых рудах реликтами ранних стадий минерализации золото-кварцевого этапа. Б. Г. Бычек предположил тесную связь самородного золота с антимонитом. Л. Н. Индолев подчеркнул гетерогенный характер золото-сурьмяных месторождений, наличие нескольких генераций самородного золота и высказал предположение о явлениях регенерации золота при формировании антимонитовых руд.

Почти все золото-сурьмяные месторождения и рудопрооявления Якутии локализируются в пределах районов развития золото-кварцевой малосульфидной формации. Вне этих площадей сурьмяные руды практически незолотоносны. В золото-сурьмяных рудах содержание золота колеблется: его повышение характерно для собственно антимонитовых жил, а во вмещающих их мощных зонах гидротермального метаморфизма с импрегнацией пирита и арсенопирита содержание золота низкое. Так же низко содержание золота в брекчиях осадочных пород с кварцевым цементом и в массивных кварцевых жилах, граничащих с антимонит-кварцевыми рудными телами. В этих рудных телах содержание золота не только возрастает, но и становится более устойчивым: максимальное содержание превышает среднее всего в 5 раз. Концентрация золота в антимонит-кварцевых рудах сопровождается увеличением содержания сурьмы в них, но лишь до определенного предела. Фланги антимонит-кварцевых жил, антимонитовые прожилки и рудопрооявления к периферии рудных полей заметно обеднены золотом.

Расчет линейных зависимостей между содержаниями золота, сурьмы и мышьяка в разных типах руд в одном из изученных месторождений (проведен нами совместно с Д. И. Толстиком и В. М. Суплецовым) показал наличие в рудном теле участков, характеризующихся тесными корреляционными связями между золотом и сурьмой или золотом и мышьяком, а также участков, где такие связи отсутствуют. Это позволило предположить существование нескольких генераций самородного золота, что

подтвердилось результатами микроскопического изучения руд.

Самородное золото I генерации связано с вкрапленностью пирита и особенно арсенопирита в жильном кварце. В большей части проб-протолочек сульфидов золотины не обнаруживаются даже при повышенном содержании золота. Мельчайшие выделения самородного золота наблюдаются в аншлифах лишь в центральных частях кристаллов пирита и арсенопирита, причем в случаях приуроченности этих кристаллов к кварц-антимонитовым агрегатам частицы золота укрупнены. Золотины расположены в «слепых» трещинах в минерале-хозяине (рис. 1) или по границам его зерен с антимонитовым цементом. Часто в антимоните вблизи обломков пирита и арсенопирита обнаруживаются скопления золота, отнесенного к поздней генерации. Результаты наблюдений позволили предположить, что при наложении антимонитовой минерализации происходила перегруппировка самородного золота. Вероятно, что золото экстрагировалось гидротермальным раствором на антимонитовой стадии, частично переотлагаясь вблизи участков своей первичной концентрации.

Золото II генерации, связанное преимущественно с кварцевыми жилами, отмечается во многих золото-сурьмяных месторождениях. В ряде месторождений оно тесно ассоциируется с арсенопиритом (рис. 2), сфалеритом (рис. 3) и блеклыми ру-



Рис. 1. Микропрожилки золота I в кристалле арсенопирита. Полированный шлиф, $\times 500$



Рис. 2. Ксеноморфные выделения золота II в ассоциации с арсенопиритом. Полированный шлиф, $\times 150$

дами. В некоторых рудопроявлениях антимонит цементирует реликты самородного золота с характерными деформационными двойниками. Видны признаки отчетливой коррозии золотин, ассоциирующихся со сфалеритом, блеклыми рудами, цинкени-том и джемсонитом, по их контакту с антимонитом. Для золота II генерации характерны размеры выделений до 2—3 мм, их неправильная форма (рис. 4), полизернистое строение и наличие двойников, существенные вариации пробности в разных месторождениях, коррозия золота антимонитом. В одном из рудных узлов пробность самородного золота (участвующего в ассоциации с галенитом, бурнонитом, блеклыми рудами, халь-

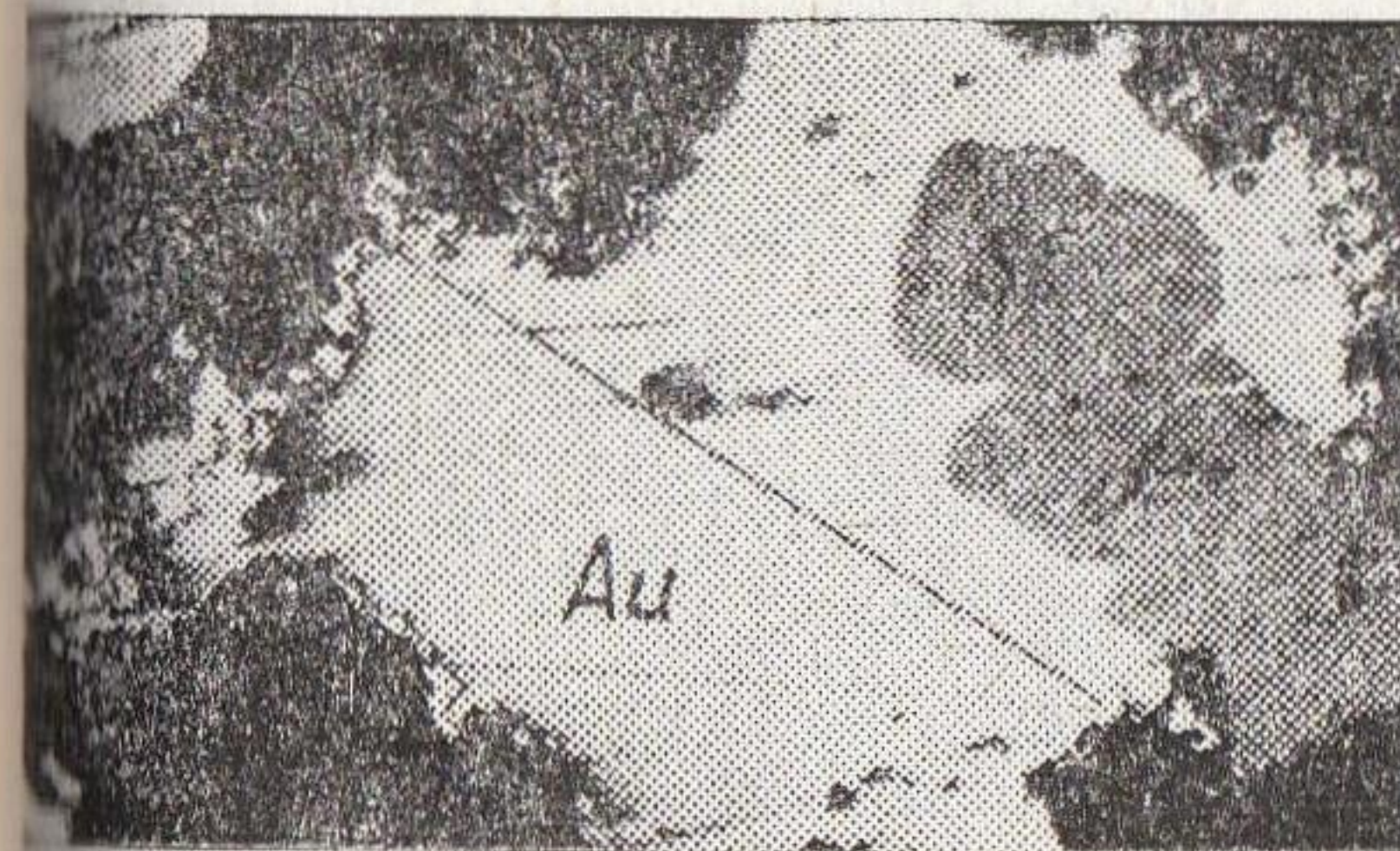


Рис. 3. Включения сфалерита в крупной золотине II, корродированной антимонитом. Черное — кварц. Полированный шлиф, $\times 80$

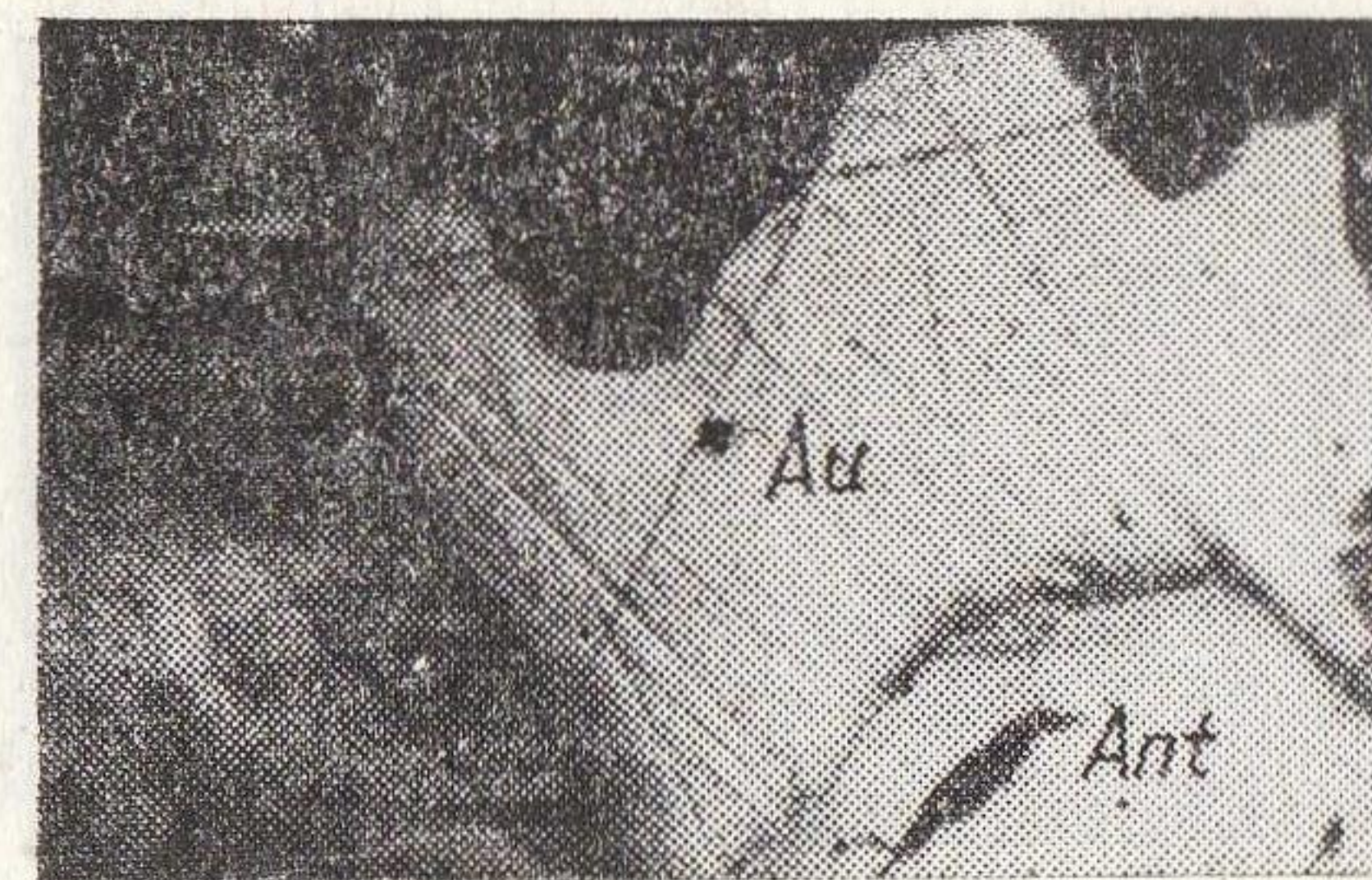


Рис. 4. Крупное выделение золота II в агрегате кварца (черное). На золото нарастает антимонит. Полированный шлиф, $\times 80$

костибитом) в рудных телах, лишенных антимонитовой минерализации, колеблется в пределах 877—917. В одном из рудных тел с убогой антимонитовой минерализацией проба золота увеличивается до 950—980, а в золото-антимонитовых рудах она достигает 990. В других рудных зонах пробность «доантимонитового» золота II генерации имеет другие величины (720, 750, 850, 890). Во всех случаях она соответствует пробности, характерной для золота золото-кварцевых месторождений, развитых в этих рудных зонах.

Самородное золото III генерации распространено только в кварц-антимонитовых рудах, где оно резко преобладает над золотом ранних генераций. Большинство золотин приурочено к контактам зерна кварца и антимонита; концентрация золота обусловлена отношением объемов этих минералов и размерами их зерен, в соответствии с которыми находится размер выделений самородного золота.

Для морфологии золота III генерации характерно широкое распространение кристаллов (рис. 5), особенно в антимонитовых рудах (20% от всех золотин). Крупные (до 1 мм) кристаллы представлены искаженными ромбододекаэдрами, а мелкие — более правильными кубоктаэдрами. В кварце кристаллы золота относительно редки.

Встречаются пленочные, проволоочные, фестончатые выделения золота III. Пленочные расположены по границам зерен антимонита с кварцем, карбонатом и другими минералами, проволоочные развиваются по спайности и двойниковым плоскостям в антимоните, а фестончатые образуют прихотливые срастания с антимонитом (рис. 6, 7) и ауростибитом (?) (рис. 8). Последние обычно развиты около корродированных золотин II генерации и представляют собой продукты локального переотложения раннего золота. Иногда около зерен золота II (пробность 870) развиваются губчатые оторочки позднего переотложенного золота (пробность 950). В непосредственной близости от них во

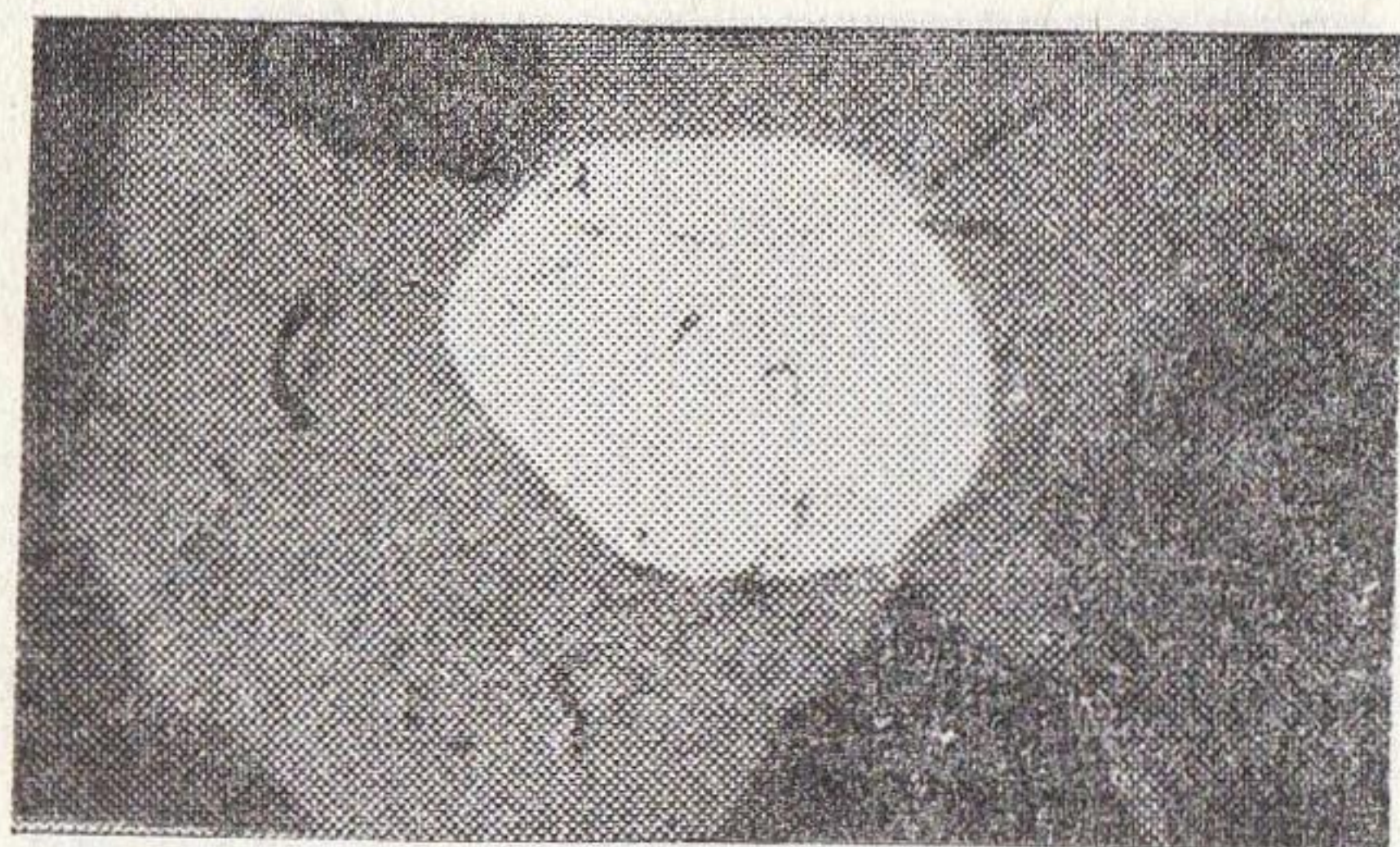


Рис. 5. Микрокристалл золота (белое) в антимоните (серое, темно-серое). Полированный шлиф, $\times 300$



Рис. 6. Тонкие сращения золота (белое) с антимонитом (серое) на границе с зерном первичного золота II (белое, слева); темно-серое и черное — пустоты. Полированный шлиф, $\times 1000$

вмещающем мелкозернистом агрегате антимонита заметна каплевидная вкрапленность новообразованного золота и лапчатые зерна самородного серебра.

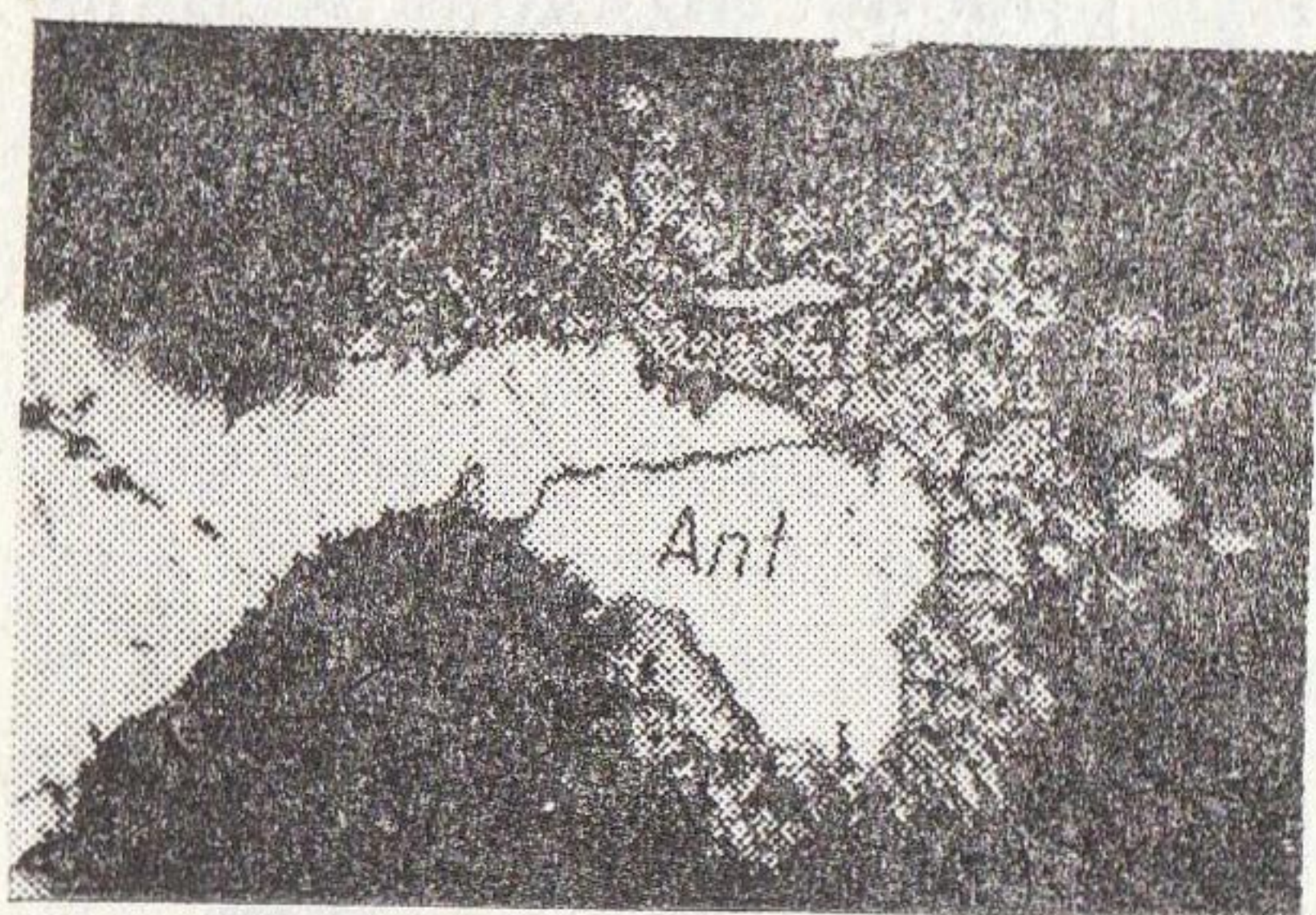


Рис. 7. Губчатое золото (серое) на контакте кварца (черное) и антимонита (белое). Полированный шлиф, $\times 40$

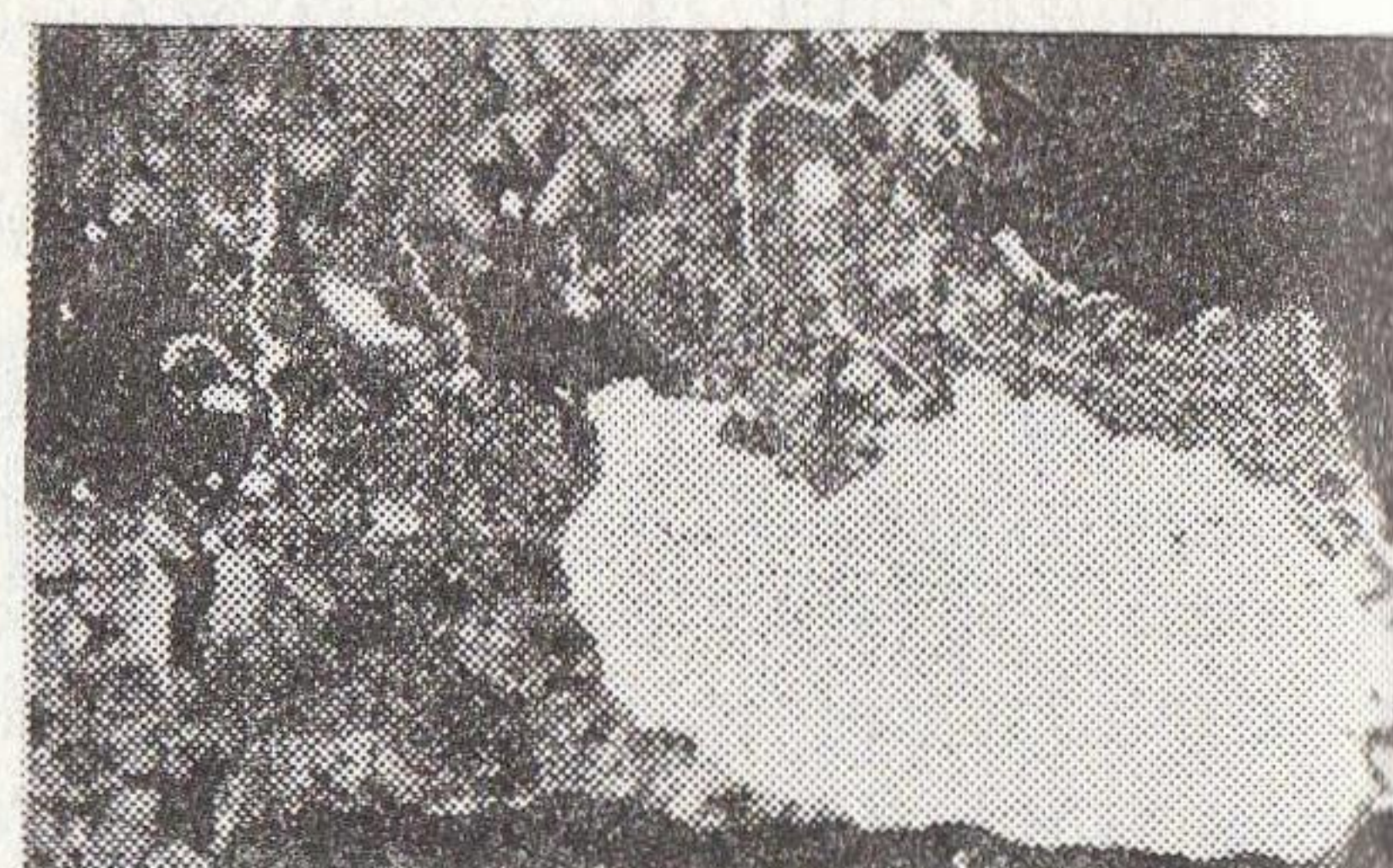


Рис. 8. Переотложенное золото в сращениях с ауристибнитом (?) (светло-серое) нарастает на выделениях первичного золота (белое). Полированный шлиф, $\times 300$

Все разновидности позднего золота, образованного одновременно с антимонитом или позднее, тесно связаны с ним.

Самородное золото III генерации обычно высокопробное (950—999), бедное примесями (отмечены лишь мышьяк и свинец). Исключение составляет золото-ртутно-сурьмяное месторождение, отличающееся повышенным содержанием ртути в самородном золоте. Высокую чистоту золота этой генерации можно объяснить, исходя из предположения о рафинировании золота при его переотложении.

Приведенные материалы подтверждают представления об образовании золото-сурьмяных месторождений Якутии при совмещении золото-кварцевого и более позднего, антимонитового оруденения.

Г. Н. Гамянин, Н. В. Лескова

ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВА САМОРОДНОГО ЗОЛОТА В ПРОЦЕССЕ РУДООТЛОЖЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ)

Большинство работ, характеризующих вариации состава золота в пределах рудных полей и отдельных рудных тел, основано на результатах химических анализов (Бадалова, Бадалов, 1967; Гринберг и др., 1970; Югай, 1971; Коген, 1971). Применение методов атомно-абсорбционного и рентгеновского микроанализов позволяет получить более полную информацию об особенностях состава золота, связанных с различными ассоциациями минералов (Сахарова, 1969; Берман и др., 1972).

Самородное золото месторождений Восточной Якутии изучалось нами с помощью рентгено-спектрального микроанализатора МАР-1. Каждое зерно анализировалось не менее чем в пяти точках; по результатам измерений определялось среднее значение пробы. Точность определений 2—6%. Сравнивался состав золота из месторождений золото-кварцевой малосульфидной формации: сингенетичного ранним сульфидам и наложенного на них, ассоциирующегося с поздними сульфидами, сульфид-антимонитами свинца и сульфотеллуридами висмута. Установлено, что, участвуя в одной ассоциации, золото, представленное крупными и мелкими выделениями, монокристаллами, зернистыми агрегатами, мало варьирует по составу. От ассоциации к ассоциации состав золота изменяется скачкообразно, плавно или остается постоянным.

Различие состава разновременных выделений самородного золота наблюдается в месторождениях, несущих признаки длительного формирования, с отчетливо проявленной зональностью отложения. Так, в месторождениях арсенопиритового типа малосульфидной золотокварцевой формации выявлена тенденция увеличения пробности золота в поздних ассоциациях по сравнению с ранними (от 720—750 до 930—950). В отдельных случаях в пределах одного аншлафа отчетливо различаются по составу выделения золота, ассоциирующегося с халькопиритом (проба 709), галенитом (716—719), блеклой рудой (722—734) и бурнонитом (742). Эти минералы образовались в последовательности, соответствующей порядку их перечисления. В месторождениях висмутового типа этой же формации картина обратная. Раннее сингенетичное золото в арсенопирите более высокопробное (проба 910), чем золото в ассоциации с более поздними висмутовыми минералами (проба 750).

Относительное постоянство состава золота отмечается в месторождениях, сформированных, по мнению авторов, в течение узкого интервала времени. В таких случаях подавляющее количество золота тесно ассоциируется с каким-либо одним минералом — кварцем (проба золота 796—810; 858—867), галенитом (814—826) и т. д.

Состав золота меняется резко, скачкообразно в случае интенсивного проявления внутрирудных тектонических деформаций. Пробность золота в разновременных ассоциациях, даже при сходстве последних, отличается на 20—30 ед. Так, на одном из месторождений золото, тесно ассоциирующееся с галенитом, имеет пробность 820—825, золото из более поздних кварцевых жилков с галенитом — 795—800. Здесь, как и в других случаях, проба золота снижается от начала к концу формирования ассоциаций. В золотине размером 1 мм отмечается зональное строение: пробность в центре 827, по периферии (кайма шириной 0,2 мм) 811.

В одном из золотоносных районов Восточной Якутии широко развита антимонитовая минерализация, наложенная на золотую. Под действием растворов, содержащих сурьму, ранние минералы испытывали интенсивную коррозию, растворение и нередко переотлагались совместно с антимонитом (Гамянин, 1972). Наряду с кварцем и сульфидами перегруппировалось и золото, химический состав которого изменялся. В участках развития антимонитовой минерализации пробность золота возрастает от 720 в арсенопирите и 750 в кварце до 770 в антимоните и вблизи его скоплений. Отмечается повышение пробности золота от 860 в блеклой руде и 890 в цинкениите до 950 в антимоните. Здесь часто наблюдаются первичные золотины ранних генераций, окруженные каймами или ореолами из мелких частиц переотложенного золота, обычно более высокопробного. Анализ центральной части одной золотины и ее оболочки показал, что их пробность соответственно 892 и 954 ед.

Таким образом, в золоторудных месторождениях Восточной Якутии состав золота в процессе рудоотложения не оставался постоянным. В одних случаях пробность повышалась, в других — понижалась. На изменение пробности золота, по-видимому, влияли различные факторы (кислотность-щелочность растворов, температурный режим, давление). Конкретное выражение такого влияния еще не изучено.

ЛИТЕРАТУРА

Бадалова Р. П., Бадалов С. Т. О пробности золота из эндогенных месторождений и рудопроявлений Узбекистана. — ДАН СССР, 1967, т. 173, № 4, с. 914—916.

Берман Ю. С., Воларович Г. П., Казаринов А. И. Минералого-геохимические особенности золота месторождений, сформировавшихся в близповерхностных условиях. — Сов. геология, 1972, № 7, с. 47—55.

Гамянин Г. Н. О прерывистости процесса минералообразования в месторождениях золото-кварцевой формации. — В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. М.: Наука, 1972, с. 203—213.

Гранитоиды Южного Верхоянья/Г. А. Гринберг, А. Г. Бахарев, Г. Н. Гамянин, Г. Г. Кухтинский, Ю. Д. Недосекин. М.: Наука, 1970. 216 с.

Коген В. С. Особенности самородного золота и рудных образований и россыпей Станового хребта. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 8, с. 74—84.

Сахарова М. С. Изучение состава самородного золота методом рентгено-спектрального микроанализа. — ДАН СССР, 1969, т. 186, № 2, с. 430—433.

Югай Т. А. Об изменении пробности рудного золота с глубиной. — ДАН СССР, 1971, т. 200, № 2, с. 446—448.

ТИПОМОРФИЗМ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА (НА ПРИМЕРЕ ОДНОГО ИЗ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОЙ ЯКУТИИ)

Особенности гипергенного золота и признаки изменения гипогенного золота в условиях зоны окисления рассмотрены в работах Н. В. Петровской с соавторами (1952), В. М. Крейтера с соавторами (Поведение золота..., 1958), а также других исследователей. Однако критерии выявления гипергенного золота еще во многом остаются неясными. Особенно сложно его распознавание в рудах месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации.

Автором изучено золото одного из месторождений Южной Якутии, образовавшегося в результате окисления умеренно сульфидных руд пирит-кварцевого и теллуридно-кварцевого состава. Геологическая позиция месторождения рассмотрена в ряде работ (Маслов, 1961; Казаринов, 1967). Рудные залежи представлены сохранившимися в карстовых полостях окисленными рудами, среди которых присутствуют лишь реликты первичных пирит-кварцевых метасоматитов.

Новые данные позволяют дополнить существующие представления о вещественном составе первичных руд. Наряду с золото-пирит-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой продуктивными парагенетическими ассоциациями (Казаринов, 1967) выделена третья ассоциация — золото-теллуридная. Основанием для этого послужило установление повышенных концентраций теллура в окисленных рудах ряда залежей, положительной линейной связи между содержаниями теллура и золота с серебром, а также обнаружение вторичного минерала теллура, свинцово-марганцевого теллурита, названного нами куранахитом (Яблокова и др., 1975).

Самородное золото в гипогенных рудах представлено двумя генерациями — ранней в виде тонкодисперсных вкраплений в тонкозернистом пирите первой продуктивной ассоциации и поздней, образующей видимые выделения в пирите и кварце второй продуктивной ассоциации. Состав теллуридов установить не удалось, но по составу вторичных минералов теллура и их постоянной ассоциации с гипергенным золотом можно предположить, что первичные минералы были представлены теллуридами золота, серебра и, возможно, свинца. Тонкодисперсное золото в первичных рудах, по данным фазового анализа, составляет до 70%. Среди выделений золота поздней генерации прео-

обладают микроскопические частицы, но встречаются и крупные (до 18 мм) золотины. Структура их зональная или зернистая, проба колеблется от 725 до 860 (средняя 825), дисперсия 794; в золоте постоянно присутствует медь (0,00 п %).

В окисленных рудах присутствует гипогенное остаточное золото. Для него характерно широкое развитие межзерновых высокопробных прожилков и обособлений. Их состав, определенный нами с помощью микрозонда, оказался весьма устойчивым (содержание серебра, не превышающее 4—6%, не меняется в зависимости от состава первичного золота). Удалось выявить ранее неизвестную особенность строения измененных золотинок: около высокопробных прожилков и обособлений, четко отграничиваясь от них, располагаются узкие зоны (менее 10 мк) промежуточного состава с более низкой пробой, чем гипергенные новообразования, но более высокой, чем первичное золото; границы зон нечеткие. Состав этих зон, по данным рентгеноспектрального микрозондирования, непостоянен и зависит от состава первичного золота. Сравнение пробы измененного и малоизмененного остаточного золота (определенной атомно-абсорбционным методом) показывает, что его проба увеличивается на 3,5% от исходной.

Гипергенное золото составляет в окисленных рудах рассматриваемого месторождения от 40 до 70%. Для него характерен комплекс типоморфных признаков, резко отличных от признаков первичного золота. Выделяются две разновидности гипергенного золота.

Происхождение одной из них связано с разрушением золотоносного пирита, при котором образовались эмульсионные, коллоидные, порошковатые срастания мельчайших частиц золота с гидроокислами железа и глинистыми минералами. Это золото известно в литературе под названием «сажистого», «пушистого» (Юшко, 1936).

Вторая разновидность выделений гипергенного золота образуется при разложении в зоне окисления теллуридов, содержащих золото, серебро и свинец. Это так называемое «горчичное» золото. Характерны субграфические, эмульсионные, коллоидные текстуры его срастаний с вторичными минералами теллура, в основном с куранахитом, свинцово-марганцевым теллуритом (Яблокова и др., 1975). Новообразованное золото обособляется в виде тонкогубчатых сгустковых агрегатов, легко рассыпающихся при механическом воздействии, в связи с чем они были названы «хрупким» золотом.

Выделения золота первой разновидности чаще изометричные; для золота второй разновидности характерны как округлые, так и более сложные неправильные комковидные, губчатые, веточковидные и кристаллические формы, которые наблюдаются в виде скелетных шестигранных призм и представлены комбинацией искаженных октаэдров и ромбододекаэдров. Обра-

зование подобных форм гипергенного золота, очевидно, связано с кристаллизацией его в пустотах выщелачивания.

Рельеф поверхности гипергенного золота тонкошероховатый, губчатый. Электронно-микроскопическое исследование поверхности выявило тонкопочковидную скульптуру, свидетельствующую о метаколлоидной природе этих образований (Петровская, Фролова, 1969).

Размеры большей части выделений гипергенного золота как первой, так и второй разновидностей не превышают 0,04 мм. Минимальный размер частиц, по данным электронной микроскопии, составляет доли микрона. Величина агрегатов золота первой разновидности достигает 1 мм. Наибольшие размеры (до 20 мм) характерны для золота второй разновидности.

Внутреннее строение частиц золота в «хрупких» агрегатах подтверждает его гипергенную природу. Золото первой разновидности представлено изолированными мельчайшими однотипными по составу и однородными по строению зернами. Для второй разновидности характерна отчетливая гетерогенность образований. Микронзондирование позволило установить до четырех золото-серебряных фаз следующего состава (указывается содержание золота: 60—70, 80—85, 80—93, 97—99%). Структуры их сростаний эмульсионные и субграфические.

Химический состав гипергенного золота, особенно золота второй разновидности, весьма изменчив. Проба золота колеблется от 695 до 983. Средняя проба золота первой разновидности 973, при дисперсии — 69, средняя проба второй разновидности 873, при дисперсии — 317. Таким образом, высокая проба — не универсальный признак гипергенного золота. Величина ее зависит от соотношения золота и серебра в первичных минералах и от геохимических условий переотложения этих элементов (состав растворов, их Eh и pH).

Состав элементов-примесей в гипергенном золоте разнообразен и определяется составом минеральных парагенезисов в первичных и окисленных рудах. Для золота первой разновидности типично постоянное присутствие меди, для второй — теллура, марганца и спорадически свинца.

Проведенные исследования позволяют предположить, что перераспределение золота осуществлялось при значительном участии коллоидных фаз растворов. С этой точки зрения хорошо объяснимы описанные типоморфные признаки гипергенного золота, в частности метаколлоидные текстуры его «хрупких» агрегатов. Кислые растворы, вызывавшие разрушения золотоносного пирита и теллуридов, вероятно, быстро теряли свою устойчивость в зоне контакта с карбонатными породами. В результате растворимые комплексы золота (хлоридные или органические, поскольку примесь органического вещества обычна в рудовмещающих породах) распадались. В растворах возникали коллоидные фазы при последующей их коагуляции.

Хотя количество золота, вовлеченного в процесс вторичного перераспределения, было значительным, условия зоны окисления данного месторождения не способствовали миграции его на большие расстояния. Масштабы перемещений не превышали нескольких сантиметров, в связи с чем устойчивой зоны вторичного обогащения не возникало. Содержание золота в первичных и окисленных рудах оставалось сходным, несколько увеличиваясь за счет выноса порообразующих компонентов.

Как показывают наши исследования в других регионах и опубликованные данные, типоморфные признаки, кратко охарактеризованные в статье, являются общими для гипергенного золота окисленных руд месторождений сульфидно-кварцевой формации и могут использоваться при оценке масштабов развития зон вторичного обогащения, а также при выяснении условий формирования россыпей, связанных с разрушением месторождений указанных типов.

ЛИТЕРАТУРА

Казаринов А. И. Закономерности размещения главных типов золотого оруденения в Алданском районе и принципы их перспективной оценки. — Тр. ЦНИГРИ. 1967, вып. 68, с. 5—30.

Поведение золота в зоне окисления золото-сульфидных месторождений / В. М. Крейтер, В. В. Аристов, И. С. Волинский, А. Н. Крестовиков, В. В. Куличинский. М.: Госгеолтехиздат, 1958.

Маслов Ю. С. Основные черты строения, морфологии и условия образования золоторудных месторождений коры выветривания Южной Якутии. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. 1961, вып. 6, с. 93—100.

Петровская Н. В., Фасталович А. И. Морфологические и структурные особенности самородного золота. — В кн.: Материалы по минералогии золота. М.: Главцветмет, 1952, с. 101—150.

Петровская Н. В., Фролова К. В. Опыт сравнительного исследования морфологии тонкодисперсного золота и микрорельефа поверхности золотых выделений (по данным электронной микроскопии). — В кн.: Типоморфизм минералов. М.: Наука, 1969, с. 104—127.

Юшко С. А. О минералогической форме золота и его ассоциациях в колчеданных рудах Урала. — Изв. АН СССР, 1936, № 2—3, с. 435—440.

Яблокова С. В., Дубакина Л. С., Дмитрик А. Л., Соколова Г. В. Курапахит — новый гипергенный минерал теллура. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. М., 1975, т. 3, вып. 104, с. 310—313.

А. А. Ким, И. П. Ланцев

О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО АЛДАНА

В Алданском золотоносном районе рудные тела генетически связаны с позднеюрскими-раннемеловыми интрузиями щелочного и щелочноземельного состава. По минеральному составу они относятся к умеренно сульфидной формации.

Жилы и залежи кварц-сульфидного состава, локализованные вблизи границы архейского фундамента и нижнего кембрия, относятся к лебединскому типу руд. Рудные залежи на контакте карбонатной толщи кембрия с терригенными отложениями юры — представители куранахского типа; по составу это — оруденелые кварцевые и калишпатовые метасоматиты с продуктивной кварц-пиритовой ассоциацией. Некоторые исследователи выделяют еще один тип золоторудных месторождений — эльконский, представленный линейными зонами дробления с наложенной минерализацией кварц-сульфидного состава.

Цель данной работы — сопоставление особенностей химического состава видимого золота различных месторождений (при учете других его типоморфных особенностей). В процессе лабораторной обработки образцы золота из рудных и россыпных месторождений подвергались тщательной сортировке по характеру вмещающих минералов, формам, цвету и размерам золотин. Проба золота определялась атомно-абсорбционным (40 анализов), химическим (70) и микрохимическим (5) методами. Произведено 1000 локальных определений микротвердости золота. Предварительно проба золота устанавливалась на пробирном камне.

Состав элементов-примесей определялся одним из авторов по разработанной им количественной эмиссионной спектральной методике, позволяющей производить прямое определение 10 элементов из навески 5 мг с высокой чувствительностью и точностью. Поверхность золотин перед анализом очищалась от сростков других минералов, корок, пленок и натеков окислов и гидроокислов путем последовательного кипячения в плавиковой, соляной (1:1) и азотной (1:3) кислотах. Проанализировано 150 образцов самородного золота.

Наиболее распространенные элементы-примеси в золоте из месторождений Центрального Алдана — серебро, медь, теллур, свинец, висмут, железо, марганец. Такие примеси, как мышьяк, цинк, никель, хром, олово, отмечаются редко.

Количество серебра, определяющего пробу самородного золота, меняется в зависимости от минерального типа руд, характера вмещающих минералов, размеров выделений и степени гипергенных преобразований руд. Дисперсия колебаний пробы достигает 200—300 ед.

Минимальную пробу имеет золото из кварц-полиметаллических руд месторождений лебединского типа. На гистограмме (рис. 1) имеются два максимума. Первый соответствует высокопробному, второй — низкопробному золоту. Золотины этих руд имеют зональное строение, причем внешняя зона представлена разностями с низкой пробой (650—750), а внутреннее ядро имеет пробу 850—900.

Часто встречаются кристаллы (октаэдр, куб, ромбодекаэдр) с центральным высокопробным ядром или без него. Внешняя, богатая серебром зона в 2—3 раза превышает по площади внутреннюю. По данным минераграфического исследования руд высокопробное золото отнесено нами к I генерации, низкопробное — ко второй. Выделения золота II генерации, как правило, более мелкие, часто имеют четкие кристаллографические формы и зональное строение. В рудах кварц-пиритового и пирит-анкеритового состава преобладает золото, отнесенное нами к I генерации. На гистограмме, характеризующей его состав (рис. 1), один максимум, соответствующий пробе 850—950 (в пирит-анкеритовых рудах) или 800—900 (в кварц-пиритовых рудах).

Локальные определения показывают, что проба гипогенного

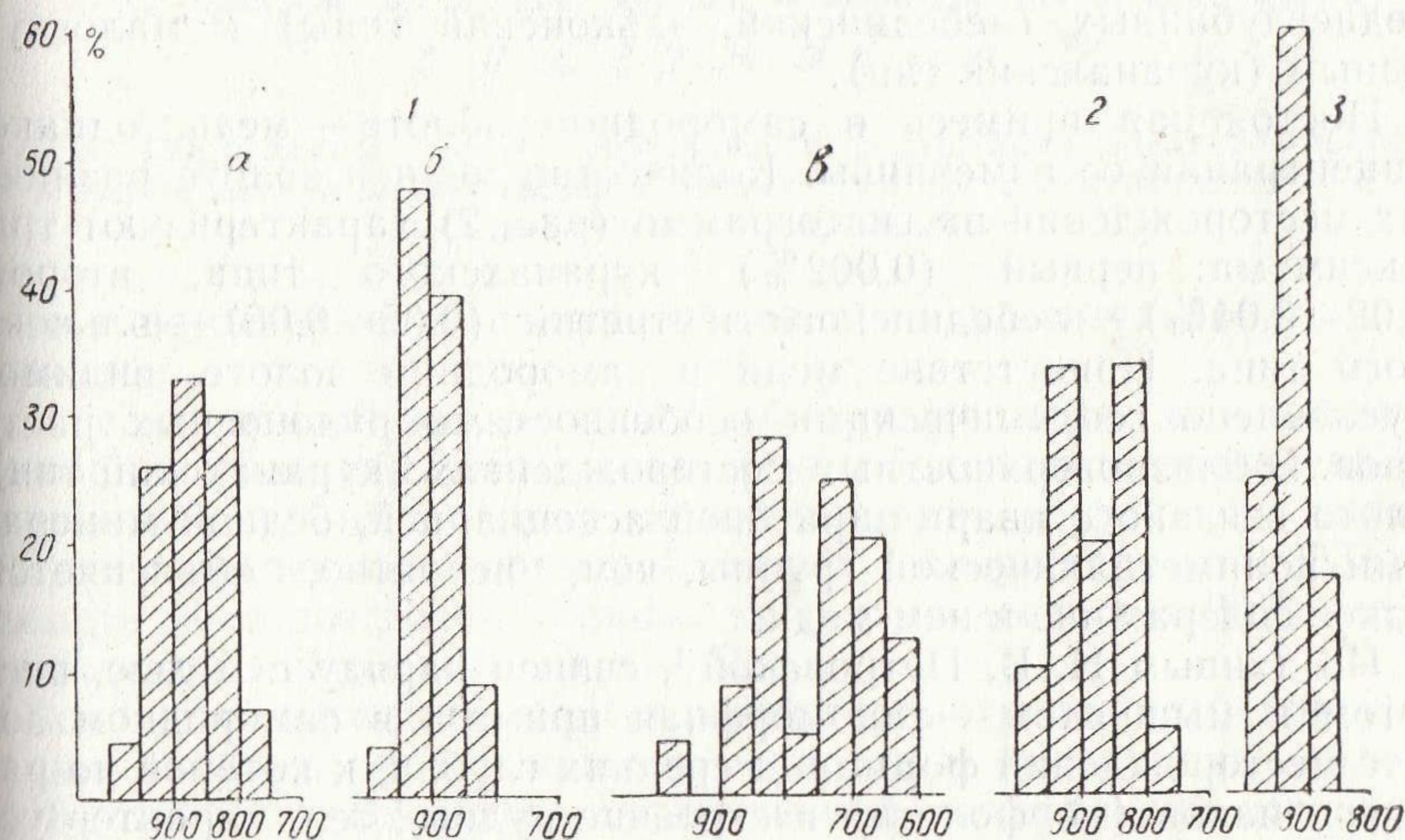


Рис. 1. Гистограммы частот встречаемости золота разной пробы в месторождениях Центрального Алдана. 1 — золото: а — из кварц-пиритовых, б — пирит-анкеритовых, в — кварц-полиметаллических руд; 2 — золото из первичных и окисленных руд; 3 — золото из россыпей

золота обычно не превышает 900—950, тогда как проба гипергенного золота (оболочки, прожилки, губчатые наросты) достигает 950—1000.

Выявлена зависимость пробы золота от размеров выделений. Для золотин разной величины установлена дисперсия пробы от 50 до 200. Частицы размером менее 0,5 мм, включенные в сульфиды, обычно имеют пониженную пробу, а частицы крупнее 1 мм, высвобожденные из кварца и анкерита, — более высокую (850—950). Отмеченные закономерности могут быть использованы как типоморфные признаки при решении вопроса о минеральном типе руд.

На гистограмме, характеризующей золото из месторождений куранахского типа, имеются два максимума. Один из них (800—850) соответствует пробе гипогенного золота, а другой (900—950) — пробе золота, преобразованного в гипергенных условиях.

Золото из россыпных месторождений, связанных с эльконским типом рудных образований, отличается довольно высокой пробой. Вместе с тем проба первичного золота не превышает 850—930. Повышение пробы до 950—980 объясняется присутствием относительно мощных высокопробных гипергенных оболочек.

В целом для Центрально-Алданского района характерно относительно высокопробное золото. В пределах месторождений одного типа ранние генерации золота более высокопробны по сравнению с поздними. Некоторое понижение пробы гипогенного золота устанавливается по мере перехода от месторождений среднеглубинных (лебединский, эльконский типы) к малоглубинным (куранахский тип).

Постоянная примесь в самородном золоте — медь, однако концентрации ее изменчивы. Количество меди в золоте различных месторождений на гистограмме (рис. 2) характеризуют три максимума: первый (0,002%) — куранахского типа, второй (0,02—0,04%) — лебединского и третий (0,05—0,06%) — эльконского типа. Присутствие меди в самородном золоте, видимо, обусловлено геохимическими особенностями рудоносных растворов. В близповерхностных месторождениях (куранахский тип) золото связано с кварц-пиритовой ассоциацией, бедной минералами полиметаллической группы, чем, вероятно, объясняется низкое содержание в нем меди.

По данным Н. В. Петровской¹, свинец наряду с медью, висмутом и мышьяком — типоморфная примесь в самородном золоте месторождений формации средних глубин, к которой по ряду признаков (морфология и строение рудных тел, характер устойчивых минеральных ассоциаций) отнесены месторождения лебединского типа. В золотых рудах этого типа относительно

¹ Петровская Н. В. Самородное золото. М.: Наука, 1973.

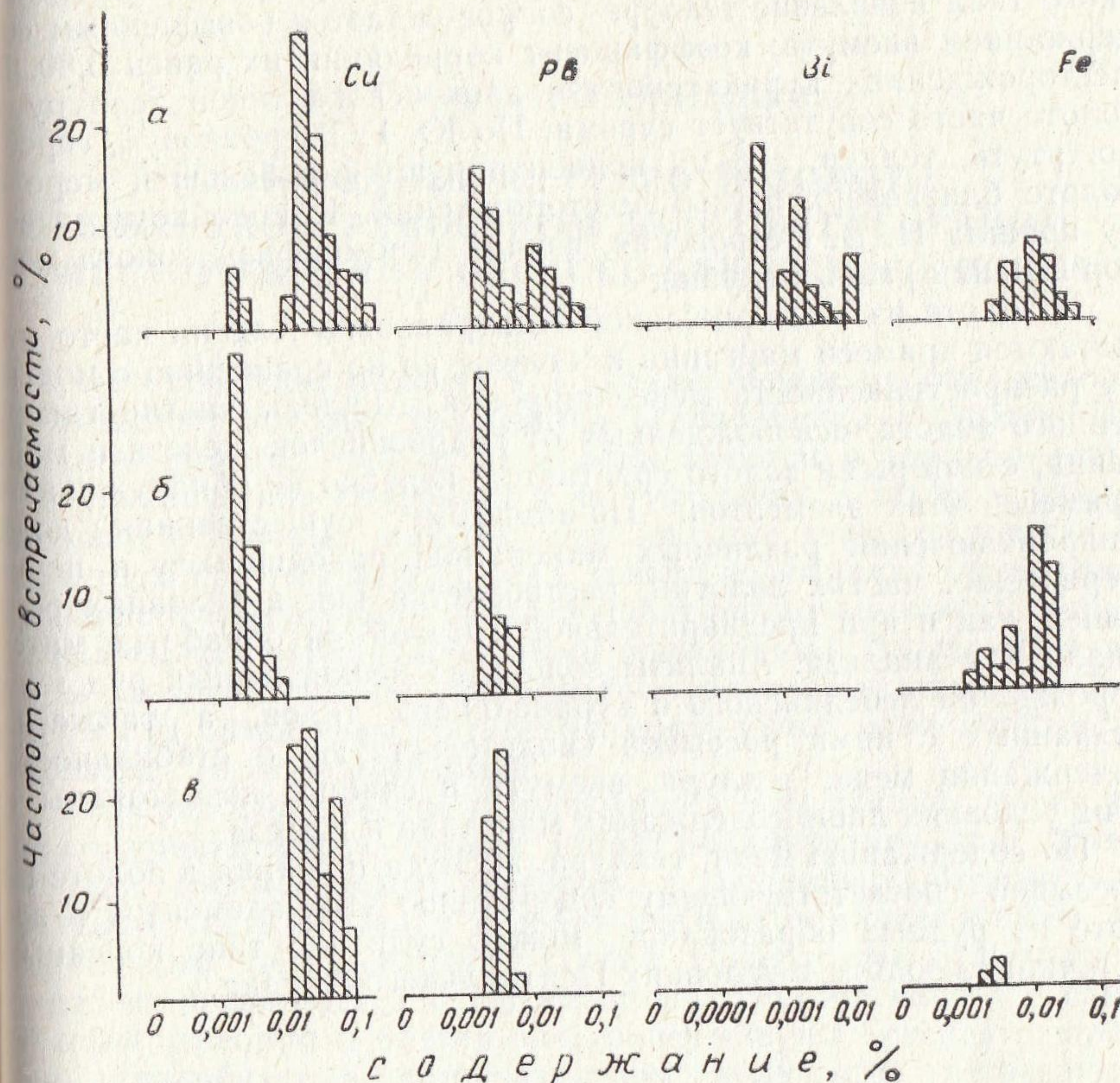


Рис. 2. Гистограммы частот встречаемости содержаний элементов-примесей в золоте из руд месторождений разных типов: а — куранахского, б — лебединского, в — эльконского

высока встречаемость свинца и довольно значительно его содержание.

В самородном золоте часто обнаруживаются мельчайшие включения галенита. Этим, возможно, объясняется повышенное содержание свинца в золоте месторождений лебединского типа. Частота встречаемости примесей свинца (содержание до 0,003%) в золоте месторождений куранахского типа достигает 30%, месторождений эльконского типа — 50%.

Золото, содержащее висмут, свойственно рудам лебединского типа, причем висмут чаще отмечается в выделениях золота II генерации. В составе продуктивной минеральной ассоциации участвуют висмутин и самородный висмут, поэтому не исключено, что висмут присутствует в самородном золоте и в виде механической примеси.

В самородном золоте руд всех трех типов относительно вы-

сока концентрация теллура. В золоте месторождений лебединского типа появление теллура сопровождается повышенным содержанием висмута; коэффициент корреляции их равен 0,80. В месторождениях куранахского и эльконского типов теллуру в золоте часто сопутствует сурьма. По Ю. Г. Щербакову², серебро, ртуть, теллур, сурьма концентрируются в большей мере в золоте близповерхностных месторождений. К подобному выводу пришла Н. В. Петровская, изучая типоморфизм золота месторождений разных глубин.

В золоте из месторождений Центрального Алдана часто отмечаются примеси марганца и железа, но по сравнению с медью их распространенность менее широкая. Анализы частиц гипергенного золота, освобожденных от гидроокислов железа и марганца, с которыми золото срastaется, нередко не обнаруживают примесей этих элементов. По-видимому, существенная доля микровключений различных минералов, находящихся в периферических частях золотин, растворяется как в условиях россыпей, так и при предварительной химической обработке материала для анализа. Анализы золота из неокисленных руд месторождений лебединского и куранахского типов, а также из связанных с ними россыпей свидетельствуют о стабильности содержания меди, теллура, висмута и свинца; непостоянны в этих условиях лишь содержания марганца и железа.

По содержанию меди, теллура, висмута и свинца в золоте из россыпей, соответствующему содержанию этих элементов в золоте из рудных образований, можно судить о типе коренных источников золота в условиях Центрального Алдана.

Ю. С. Берман, Ф. Э. Стружков

САМОРОДНЫЕ СЕРЕБРО И ЗОЛОТО В БЛИЗПОВЕРХНОСТНОМ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ПОЯСА

Месторождение находится в вулканогенном прогибе мелового возраста, который развивался одновременно с Охотско-Чукотским поясом. Рудные тела локализуются в верхнемеловых субвулканических липаритах и их туфолах, а также в нижнемеловых осадочных породах. Это жильные зоны, состоящие из двух-трех крутопадающих жил (кварц-полевошпат-хлоритовых, кварц-полевошпатовых, кварц-родонит-родохрозитовых), сопровождающихся субпараллельными прожилками. Вмещающие породы хлоритизированы, окварцованы, гидрослюдизированы. Текстуры руд брекчиевые, пятнистые, кокардовые, колломорфно-плосчатые, местами массивные.

Минералообразование происходило в пять стадий, три из которых продуктивные: ранняя хлорит-полиметаллическая, аргентитовая с самородным серебром и родонит-родохрозитовая. Большая часть золота и серебра связана с минеральными ассоциациями двух последних стадий. Содержание сульфидов в рудах не превышает 5%. Из минералов серебра наряду с самородным серебром и электрумом присутствуют аргентит, пираргирит, полибазит, в незначительном количестве встречаются другие сульфосоли серебра (стефанит, штроемeyerит, штернбергит, прустит, канфильдит) и блеклая руда. Отмечаются также высокопробное золото и кюстелит. Соотношение золота и серебра в рудах 1 : 360.

Характерной особенностью данного месторождения является широкое распространение самородного серебра, содержащего менее 10% золота. Оно встречается в виде комковидных, неправильных выделений и мелких самородков (до 5,5 г) в агрегатах хлорита и адуляра; интерстициальных выделений в кварце; губчатых, проволочковидных частиц и трехмерных дендритов на друзовидном кварце, а также на кристаллах аргентита; пластинчатых выделений, расположенных по спайности в галените и реже в сфалерите; субграфических срastаний с пиритом; пленочных и чешуйчатых образований по плоскостям трещин совместно с гидроокислами железа, малахитом и другими вторичными минералами меди, иногда сопровождаемыми гипсом. Самородное серебро обычно замещает галенит, блеклую руду, сфалерит, тесно ассоциируется с аргентитом и сульфосолями серебра, частично корродируя и замещая их. По нему развива-

² Щербаков Ю. Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М.: Наука, 1967.

ются темно-серые серебряные черни и пленки желтовато-бурого аргентярозита. Мельчайшие выделения серебра наблюдались в электруме и кюстелите.

Единичные анализы крупных монокристалльных выделений серебра не выявили заметной неоднородности их состава. Суммарное содержание элементов-примесей незначительно. По данным девяти микроспектральных анализов, в самородном серебре содержится (в %): от 0,002 до 0,06 меди, 0,005—0,008 мышьяка, 0,006—0,3 сурьмы, 0,003—0,01 свинца, 0,006—0,01 железа, до 0,1 марганца; иногда отмечаются кобальт в количестве 0,002, никель — 0,005, олово — 0,002, ртуть — 0,002. Содержание серебра, по данным атомно-абсорбционной спектрофотометрии, 99,2—99,8%. Отличить серебро от кюстелита под микроскопом затруднительно. Поэтому приведенные выше данные относятся и к кюстелиту.

Проведено 176 атомно-абсорбционных определений пробы частиц самородного серебра, кюстелита (проба 100—300), электрума (300—700) и золота (проба более 700). Образцы отобраны в различных участках месторождения из аргентитовых и родонит-родохрозитовых руд. Средняя проба минералов золото-серебряного ряда 212. Этот ряд довольно полный — от высокопробного золота (максимальная проба 982) до самородного серебра (99% серебра). Наиболее часто встречается (рис. 1) самородное серебро (53%), широко распространен электрум (27%), менее часты кюстелит (12%) и высокопробное золото (8%). Преимущественное развитие самородного серебра связано с высокой величиной золото-серебряного отношения в рудах, что ранее отмечалось и для других месторождений¹.

Закономерности в изменении с глубиной средней пробы золота не улавливается, что может косвенно свидетельствовать о незначительном влиянии процессов окисления на перераспределение золота и серебра. Отмечено уменьшение с глубиной роли кюстелита и относительное увеличение количества самородного серебра на нижнем горизонте. Несмотря на одновременность основных ассоциаций, различия в пробности золота из этих ассоциаций практически не наблюдается (рис. 2), это связано с однообразием в них минералов золота и серебра.

Во всех продуктивных ассоциациях встречается электрум. Максимальное количество его (44%) зафиксировано на среднем горизонте (рис. 1). Он образует комковидные, неправильные, жилковиднопластинчатые и реже дендритовидные выделения в кварце, адуляре, родоните и родохрозите, встречается в виде тесных взаимопрорастаний с аргентитом, каплевидных включений в полибазите и пираргирите, тонких каемок вокруг само-

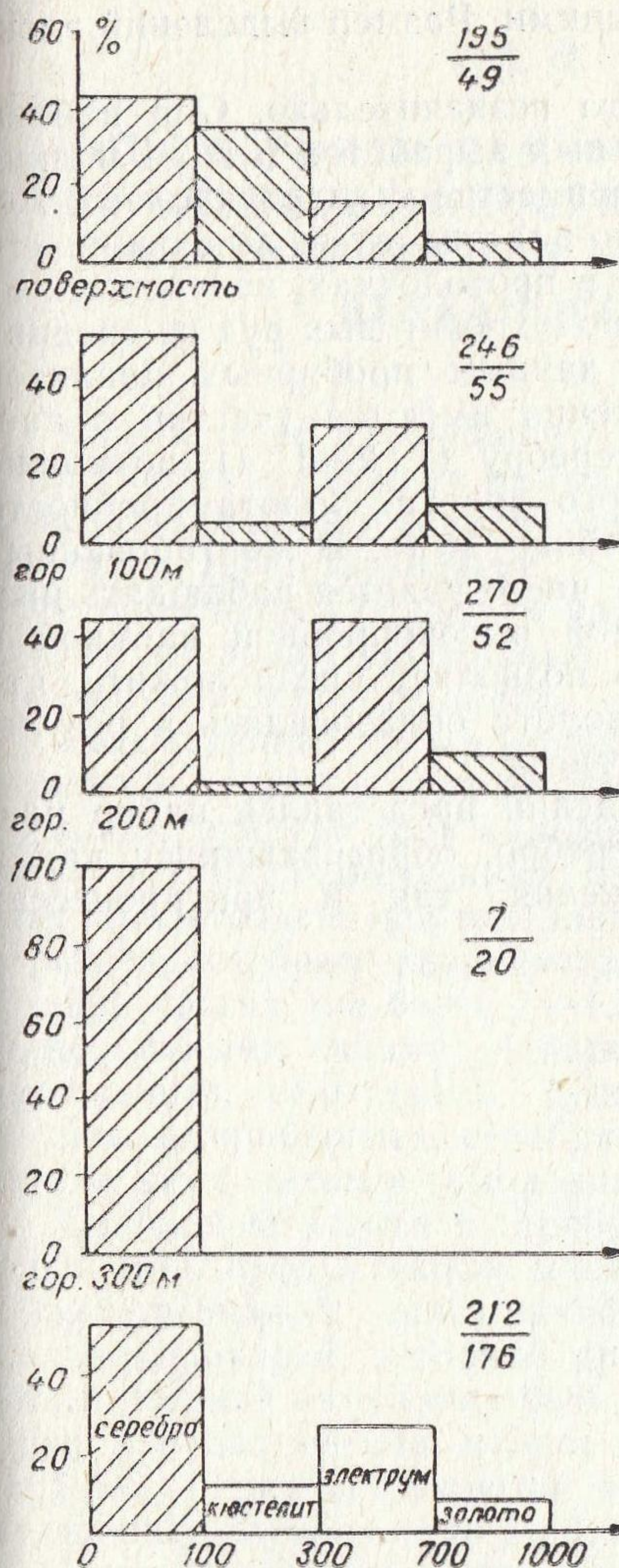


Рис. 1. Гистограмма распределения минералов ряда серебро — золото на нескольких горизонтах золото-серебряного месторождения (по данным атомно-абсорбционного анализа). Цифры справа: среднearифметическое значение пробы (в числителе) и количество определений (в знаменателе)

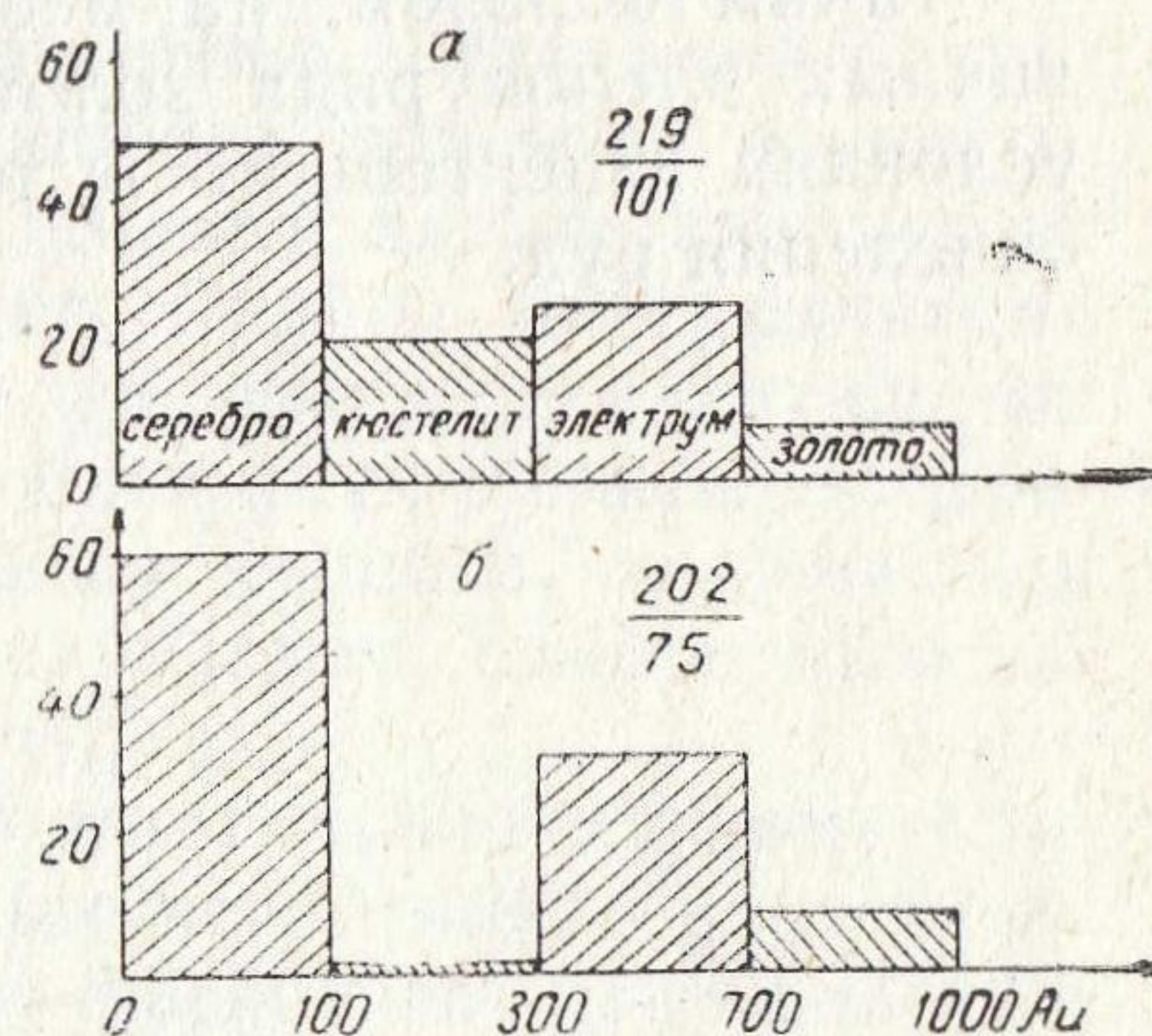


Рис. 2. Гистограмма распределения минералов ряда серебро — золото в аргентитовых (а) и родонит-родохрозитовых (б) рудах. Обозначения см. на рис. 1

родного серебра и кюстелита. В полиметаллических рудах электрум участвует в неправильных сростаниях с халькопиритом и в субграфических с пиритом.

Большинство зерен электрума обладает зональным строением, хорошо выявляющимся при травлении парами царской водки и раствором хромового ангидрида в соляной кислоте. Наиболее протравливаемые (низкопробные) участки расположены как внутри, так и по периферии зерен. Точечные определения пробы в пределах одного зерна показывают различия до 30 ед. (472 и 445); судя по результатам травления, различия состава

¹ Ю. С. Берман, Г. П. Волярович, А. И. Казаринов. Минералого-геохимические особенности золота месторождений, сформировавшихся в близповерхностных условиях. — Сов. геология, 1972, № 7, с. 47—55.

зон могут быть значительно большими. Размер выделений электрума около 0,2 мм.

Высокопробное золото развито незначительно. Оно наблюдалось в образцах из поверхностных выработок в виде мелких (около 0,08 мм) кубооктаэдров совместно с гидроокислами железа. Комковидные и жилковидно-пластинчатые выделения его величиной до 0,4 мм встречались в протолочках, полученных из серебро-аргентитовых и родонит-родохрозитовых руд со средних горизонтов месторождения. По данным пробирных анализов бороздовых проб, на месторождении имеются участки с аномальным отношением золота к серебру (1:2—1:4), возможно присутствие в них высокопробного золота. Золота пробности 600—750 на месторождении не обнаружено. В монтированных шлифах из материала протолочек часто удается наблюдать низкопробные золотины с извилистой высокопробной каемкой и межзерновыми прожилками. Это позволяет предположить, что большая часть высокопробного золота образовалась в результате переотложения в зоне гипергенеза.

Таким образом, на месторождении представлен набор различных членов ряда золото—серебро, образовавшихся как в условиях гипергенного рудоотложения, так и при процессах окисления руд.

А. Н. Некрасова

ТИПОМОРФИЗМ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА ОДНОГО ИЗ БЛИЗПОВЕРХНОСТНЫХ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

Своеобразие самородного золота из месторождений близповерхностного типа не раз рассматривалось в литературе (Петровская, 1969; Особенности самородного золота..., 1971; Берман, Тренина, 1968; Николаева, Бадалова, 1970). В настоящей работе приведены результаты изучения самородного золота из руд одного из золото-серебряных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Рассматриваемое месторождение, по мнению А. А. Красильникова и других исследователей, пространственно приурочено к вулканоструктуре типа кальдеры проседания, сложенной покровами и субвулканическими образованиями мелового возраста. Оно представлено крутопадающими жилами адуляр-кварцевого и адуляр-карбонат-кварцевого состава. Рудная минерализация крайне убогая (не более 1—1,5%) и представлена следующими минеральными видами: сульфидами, блеклыми рудами, сульфостаннатами, селенидами, сульфосолями серебра, минералами группы штернбергита, серебряным колчеданом, самородным золотом, кюстелитом и самородным серебром.

Отложение золота и серебра в рудах связано с формированием трех продуктивных минеральных ассоциаций: ранней золото-сульфидной; золото-канфилдит-фрейбергит (теннантит)-халькопиритовой, основной продуктивной данного месторождения и поздней науманнит-полибазит-серебряной (с золотом). Золото в рудах весьма мелкое: размеры его выделений меньше 0,05 мм, редко встречаются частицы величиной 0,1—0,5 мм, в единичных случаях — до 1—1,5 мм.

Установлены следующие разновидности самородного золота: 1) пробы 590—630 (см. таблицу, ан. 1—4); 2) пробы около 400 (ан. 5); 3) кюстелит (ан. 6). Кроме того, отмечено наличие самородного серебра (ан. 7, 8).

Для близповерхностных месторождений характерно присутствие в золоте ртути, количество которой возрастает в высокопробном золоте. В самородном серебре, по данным лазерного микроанализа, ртуть фиксируется лишь в виде незначительной примеси. В халькопирите и блеклых рудах включения золота содержат медь (1—1,3%), ртуть в этих рудах отсутствует. В золоте, кюстелите и серебре при помощи лазерного микроанализа обнаружены также железо, сурьма, висмут и мышьяк. Анализы

Таблица

Состав самородного золота и самородного серебра по данным рентгеноспектрального микроанализа (% массы)

№ п/п	Au	Ag	Cu	Hg	Сумма
1	61,8	35,7	1,0	—	98,5
2	62,7	35,8	—	1,2	99,7
3	59,0	39,0	1,3	—	99,3
4	62,1	36,9	—	1,2	100,2
5	39,3	58,8	—	1,0	99,1
6	15,8	85,5	—	0,6	101,9
7	—	99,6	—	—	99,6
8	—	99,0	—	—	99,0

Примечание. Анализы выполнены на микрозонде IXA-5. Аналитик Ю. С. Бородаев (МГУ). При анализе использованы рентгеновские линии: $AuM\alpha$, $AgZ\alpha$, $CuK\alpha$, $HgM\alpha$.

выполнены на приборе МАР-1 (аналитик Н. Г. Кореннова). Структура золота изучена Л. А. Николаевой (1970). Широкая дисперсия пробы самородного золота на месторождении, отмечавшаяся Ю. С. Берманом и др. (1972) по данным атомно-абсорбционных анализов, видимо, обусловлена различным количественным соотношением в зернах золота I, II и кюстелита.

В отраженном свете кюстелит и самородное серебро в изолированных выделениях трудно различимы. Однако они достаточно четко отличаются друг от друга по своей внутренней структуре. Золото I и II представлено, как правило, монокристаллическими частицами, причем золото I при экспозиции 1,5—2 с не травится, а золото II затравливается относительно слабо. В отдельных случаях золото II обнаруживает неяснозональное строение. Выявляется зональное или зернистозональное строение выделений кюстелита.

На примере одной из жил месторождения автором изучено изменение состава золота в вертикальном разрезе рудного тела. Минералогическая зональность, заключающаяся в последовательной смене в направлении снизу вверх зон развития различной рудной минерализации, отражается и в изменении химического состава золота. В нижней зоне, где развита преимущественно золото-сульфидная ассоциация, золото очень мелкое, часто образует эмульсионную вкрапленность в сульфидах (рис. 1), иногда встречаются его правильные кристаллы (проба около 600). В направлении к верхним горизонтам с усложнением состава руд меняется облик золота: оно становится неоднородным, размеры его частиц укрупняются. На средних горизонтах рудного тела, где совмещены золото-сульфидная и золото-канфилдит-фрейбергит-халькопиритовая ассоциации, встречается золото I в сростании с кюстелитом, имеющим неяснозо-



Рис. 1. Эмульсионные включения золота I (светлое) в халькопирите. Полированный шлиф, $\times 350$

нальную структуру; реже отмечается золото II. Наиболее сложный состав самородного золота и крупные его выделения характерны для верхних горизонтов жил, где рудная минерализация представлена всеми тремя продуктивными минеральными ассоциациями. Здесь обычно наблюдаются тесные сростания золота I и II с кюстелитом (рис. 2). Зерна кюстелита имеют четкую зональную структуру. Зональность структур в некоторых случаях характерна и для золота I (рис. 3), что не отмечалось в золотилах из руд нижних горизонтов рудного тела. На юго-западном фланге рудного тела кроме золота и кюстелита в ас-

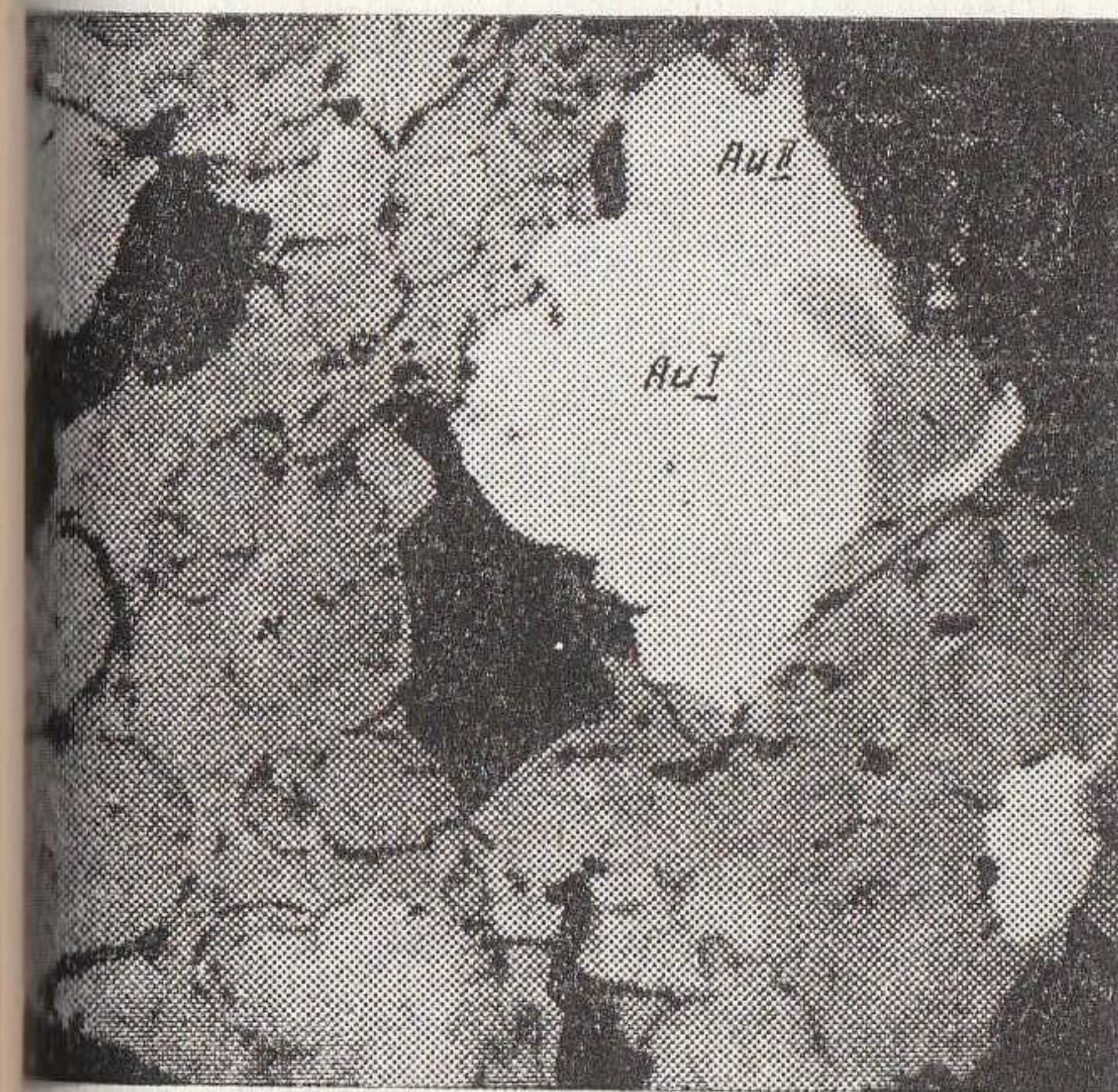


Рис. 2. Сростание золота I и II с кюстелитом (к). Снимок в обратно рассеянных электро-нах, $\times 270$

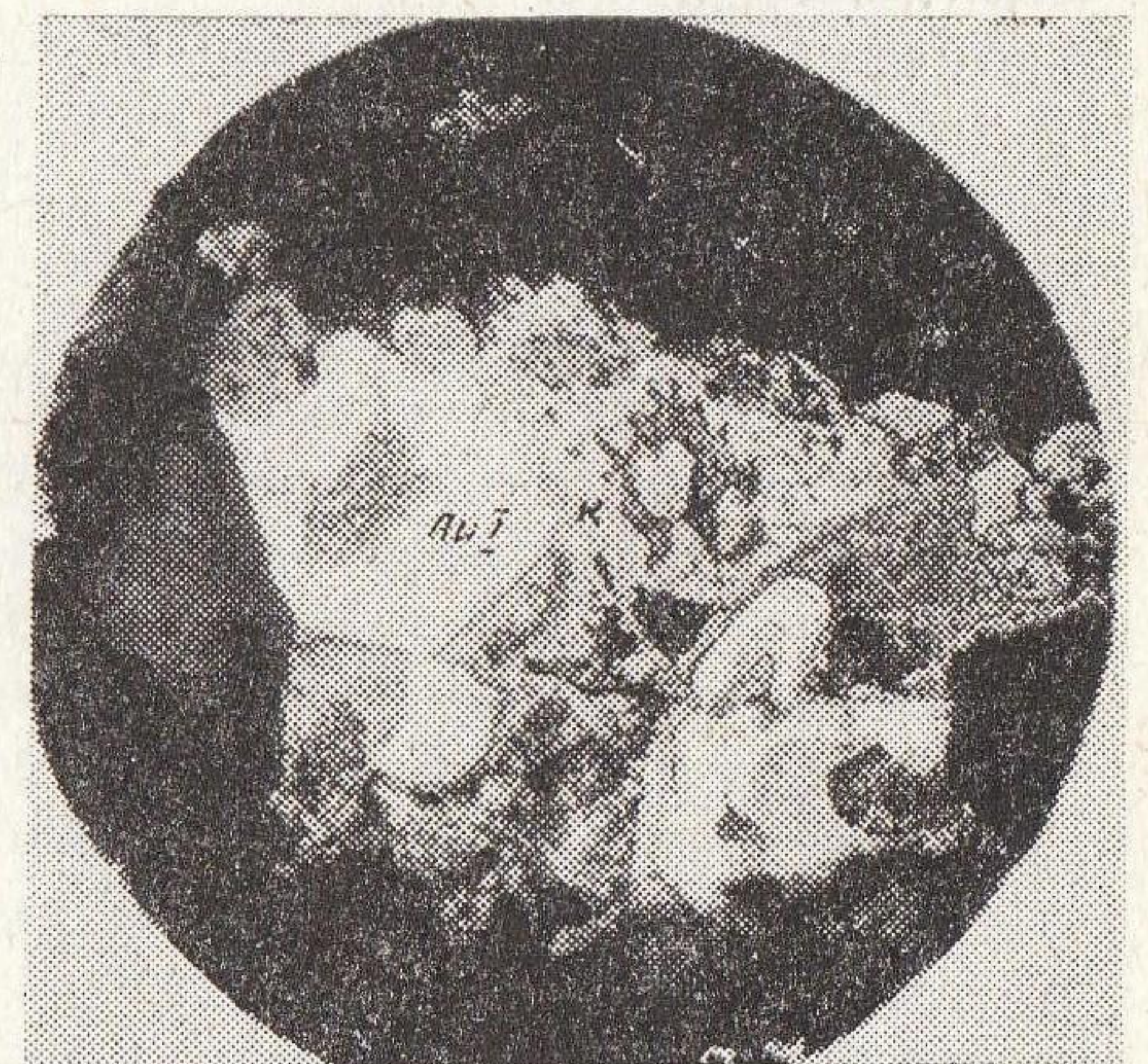


Рис. 3. Зональные кристаллы золота I в сростании с кюстелитом (к). Полированный шлиф, травлено раствором CrO_3 в HCl , $\times 350$

социации с селенидами и сульфосолями серебра встречается также самородное серебро.

Изложенные материалы позволяют заключить, что в изученном месторождении золото-серебряной формации выделения самородного золота отличаются сложным внутренним строением и имеют различную пробу. Установлены три основные его разновидности, что соответствует количеству выделенных продуктивных минеральных ассоциаций. Распространение установленных разновидностей золота в вертикальном сечении рудного тела — косвенный признак эрозионного среза рудных тел. Сложный состав и зональность выделений золота свидетельствуют о небольшом эрозионном срезе изучавшегося месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

Берман Ю. С., Тренина Т. И. Об образовании зональных внутренних структур в золоте. — Колыма, 1968, № 9, с. 38—40.

Берман Ю. С., Воларович Г. П., Казаринов А. И. Минералого-геохимические особенности золота месторождений, сформированных в близповерхностных условиях. — Сов. геология, 1972, № 7, с. 47—55.

Николаева Л. А., Бадалова Р. П. Внутренняя структура самородного золота как критерий формирования руд. — Тр. ЦНИГРИ. М., 1970, вып. 87, с. 143—153.

Петровская Н. В. Типоморфизм и некоторые черты генезиса самородного золота в убогосульфидных рудах формации малых глубин (на примере месторождений Забайкалья). — В кн.: Типоморфизм минералов. М.: Наука, 1969, с. 69—103.

Особенности самородного золота как показатели близповерхностных третичных месторождений Нижнего Приамурья/Н. В. Петровская, В. М. Поповиков, П. С. Фомин, К. Е. Фролова, Т. П. Евстигнеева. — Геол. рудн. месторожд., 1971, № 1, с. 17—27.

А. М. Гребенчиков, Л. А. Николаева

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ЗОЛОТА БЛИЗПОВЕРХНОСТНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ КАЗАХСТАНА

Близповерхностные золоторудные проявления Казахстана принадлежат к двум разным формациям: золото-сульфидно-кварцевой (вкрапленных руд) и более поздней, золото-халцедоновоидно-кварцевой (жильной).

Первая формация связана с вторичными кварцитами и включает золоторудные проявления антимонитового, блеклорудного, пиритового, арсенопирит-пиритового минеральных типов. Линзы золотоносных монокварцитов приурочены к осевым частям зон кварц-пирокластитовых, кварц-каолинитовых или кварц-серицитовых метасоматитов. Вкрапленность сульфидов в них составляет 0,5—15,0%; присутствуют пирит, реже антимонит, арсенопирит, реальгар, киноварь, фрейбергит, бурнонит и золото. Монокварциты с вкрапленностью только пирита и арсенопирита несут убогую золотую минерализацию. Проба золота на месторождениях, относящихся к антимонитовому типу, 920—1000, блеклорудному — 700—750.

Месторождения золото-халцедоновоидно-кварцевой формации представлены сериями адуляр-кварцевых, халцедон-кварцевых жил и прожилков в полях среднетемпературных пропилитов. Месторождения часто ассоциируются с субвулканическими образованиями — дайками, силлами, штоками. По соотношению золота и серебра условно выделяются разновидности золото-серебряных (Ag/Au от 5 до 100) и золотых (Ag/Au около 1) руд.

Проба золота варьирует в зависимости от состава рудного вещества (табл. 1, 2). В рудах всех изученных месторождений содержание золота и величина золото-серебряного отношения связаны прямой корреляционной зависимостью: в богатых рудах величина отношения максимальна, в бедных — минимальна.

Средняя проба золота в относительно богатых золотых рудах может быть вычислена по модальному значению гистограммы распределения величины Ag/Au . В золото-серебряных месторождениях эта величина для указанной цели не может использоваться, так как существенная часть серебра связывается с другими минералами. Средняя проба золота в золото-серебряных рудах ниже, чем в золотых, хотя пределы колебаний пробы почти те же (табл. 1, 2). Закономерного изменения пробы золота в зависимости от времени формирования комплексов минеральных ассоциаций не установлено.

Таблица 1

Характеристика золота золотого-серебряного месторождения галенит-сфалеритового типа

Минеральный комплекс	Au/Ag в рудах	Колебания пробы			Средняя проба X	Оценка дисперсии пробы S ²	Модальные значения гистограмм M	Колич. протоочек	Колич. анализов пробы
		в целом по генерации	в пределах образца	в пределах золотин					
Золото-адуляр-кварцевый (в целом)	4,5	300—1000	40—410	25—200	612	Не опр.	I 595 II 975	22	170
а) с золото-сфалеритовой минерализацией	7,5	300—1600	175—410	25—80	623	5275—5870	I 575 II 975	13	134
б) с золото-полибазит-акантитовой минерализацией	2,0	300—750	40—300	125—200	575	6875	575	9	38
Золото-галенит-сфалеритовый	15,0	250—900	60—300	50—120	562	1080—9100	I 525 II 625	6	66
Халькопирит-кварцевый	1,0	640—810	170	Не опр.	725	Не опр.	Не опр.	12	2
Халцедон-кварцевый	55,0	670—860	65—190	»	471	»	»	2	6

Таблица 2

Характеристика золота золоторудного месторождения сфалерит-халькопирит-молибденитового типа

Минеральный комплекс	Au/Ag в рудах	Колебания пробы	Средняя проба X	Оценка пробы S ² дисперсия значений гистограмм W	Модальные	Колич. протоочек	Колич. анализов
Золото-адуляр-кварцевый	0,7	300—1000	783	13520	I 725	17	182
					II 975		
					III 375		
Золото-барит-сфалерит-кварцевый	0,7	600—1000	804	3770	825	19	276
					I 725		
					II 875		
Золото-молибденит-кварцевый	0,9	350—1000	752	20120	III 375	6	87

В метаколлоидных агрегатах кварца наблюдались неоднородные выделения золота, в которых можно было различать до трех минералов ряда Ag—Au, различающихся по цвету (пробе) и внутренней структуре. Проба золота разных генераций варьирует в пределах 85—700, в отдельных образцах 400—410. Отмечена тенденция понижения пробы золота в следующем ряду: сростки с теллуридами — выделения в кварце — сростки с сульфидами.

Для индивидов низкопробного золота характерны неяснозональная и незональная структуры. В неяснозональных золотилах пределы колебания пробы до 200 ед., для незональных — не более 25—100.

Установленные особенности вариаций золото-серебряного отношения наряду с другими признаками, характеризующими золото, могут служить в качестве дополнительных показателей для оценки отдельных участков рудных тел.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТА РАЗЛИЧНОЙ ПРОБЫ НА ОДНОМ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА

Рассматриваемое месторождение относится к золото-сульфидно-кварцевой формации средних глубин. Рудные тела представлены кварцевыми жилами, содержащими арсенопирит и пирит; продуктивную ассоциацию составляют сфалерит, халькопирит, галенит, сульфосоли свинца и меди, золото.

Проба золота определялась методом пробирных игл, достаточно точным, простым и удобным при массовых измерениях. Контроль осуществлялся с помощью атомно-абсорбционной спектрофотометрии в спектральной лаборатории ЦНИГРИ. Оба метода дают сходные результаты. Всего проведено более 300 измерений пробы золота в образцах из различных горизонтов в нескольких участках месторождения. Полученные данные были обработаны статистически.

Рассмотрим особенности распределения золота разной пробы по трем западным (I, II, III) и одному восточному (IV) участкам месторождения. На участке I проба золота колеблется от 800 до 940, средняя проба (\bar{X}) 876, оценка дисперсии (S^2) 670. В локальных участках проба золота постоянна и дисперсия ее мала ($S^2=20-270$, преобладает 20—80). Значимые различия пробы отмечаются лишь в единичных случаях.

В пределах отдельных горизонтов, судя по выборкам, взятым из нескольких точек, показатели \bar{X} и S^2 имеют значимые различия там, где наблюдается заметный диапазон колебаний пробы золота от 800—850 до 880—910.

Общей закономерности изменений пробы золота с глубиной не установлено. Значимые различия \bar{X} отмечаются лишь между образцами из отдельных горизонтов (рис. 1, а). График отчетливо демонстрирует сложную картину распределения величин \bar{X} в вертикальных сечениях. Проба золота несколько увеличивается от верхних горизонтов к средним, затем уменьшается и вновь увеличивается к нижнему горизонту. Оценка дисперсии пробы по вертикальному разрезу изменяется неравномерно: то резко возрастает, то меняется незначимо. Тенденции уменьшения дисперсии пробы золота с глубиной, характерной для других месторождений, в нашем случае не наблюдается. Возможно, что она затушевывается значимыми различиями дисперсии в пределах каждого горизонта. На участке II проба золота изменя-

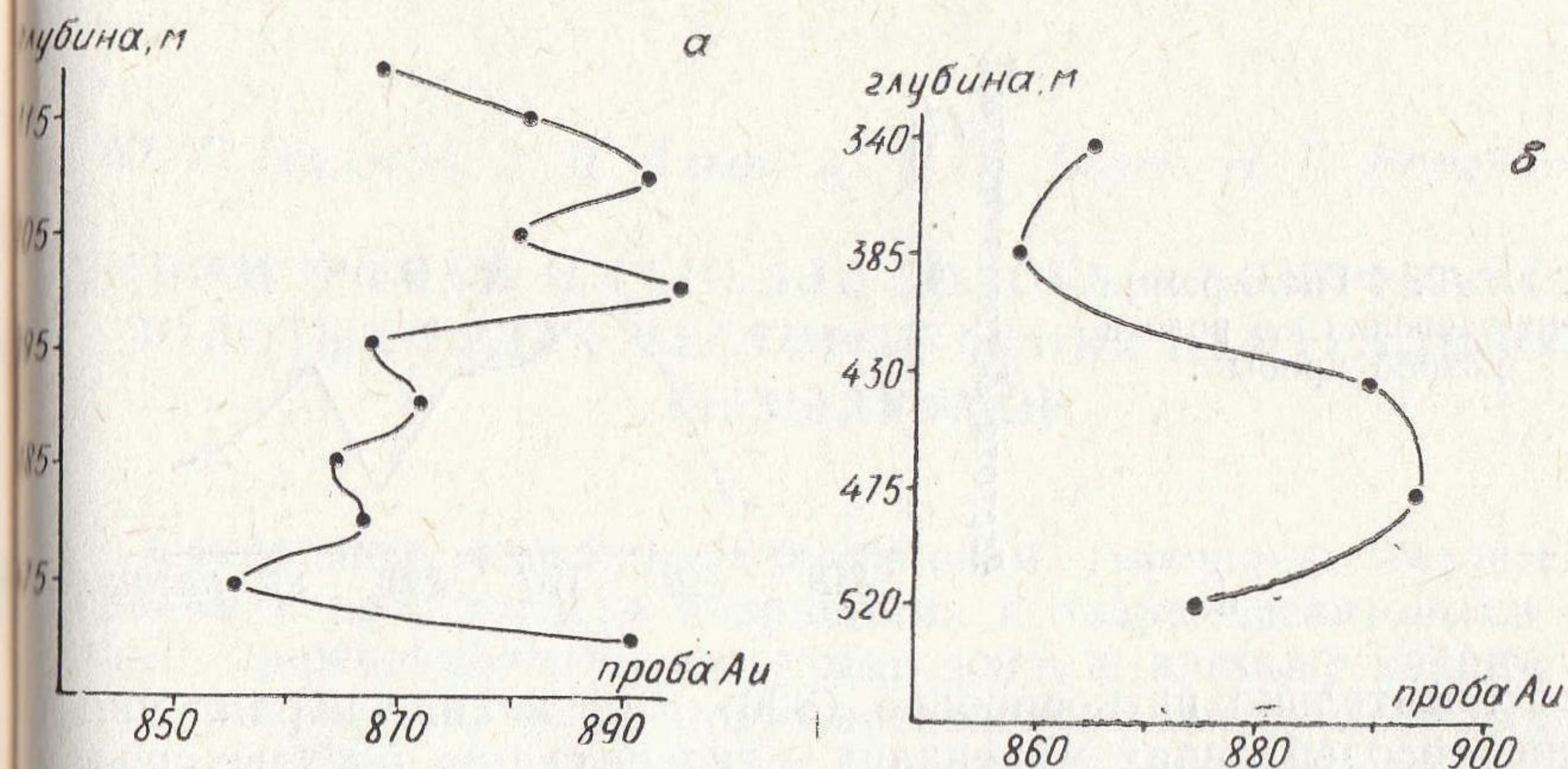


Рис. 1. График изменения средней пробы золота по вертикальному разрезу: а — на участке I, б — на участке II

ется от 850 до 922; $\bar{X}=878$, $S^2=581$. В пределах отдельных горизонтов колебания пробы золота аналогичны отмеченным на участке I. Наблюдается закономерное увеличение пробы на средних горизонтах с последующим ее уменьшением на более глубоких уровнях (рис. 1, б).

На участке III проба золота с верхних горизонтов и из отвалов колеблется от 850 до 900; $\bar{X}=879$, $S^2=375$.

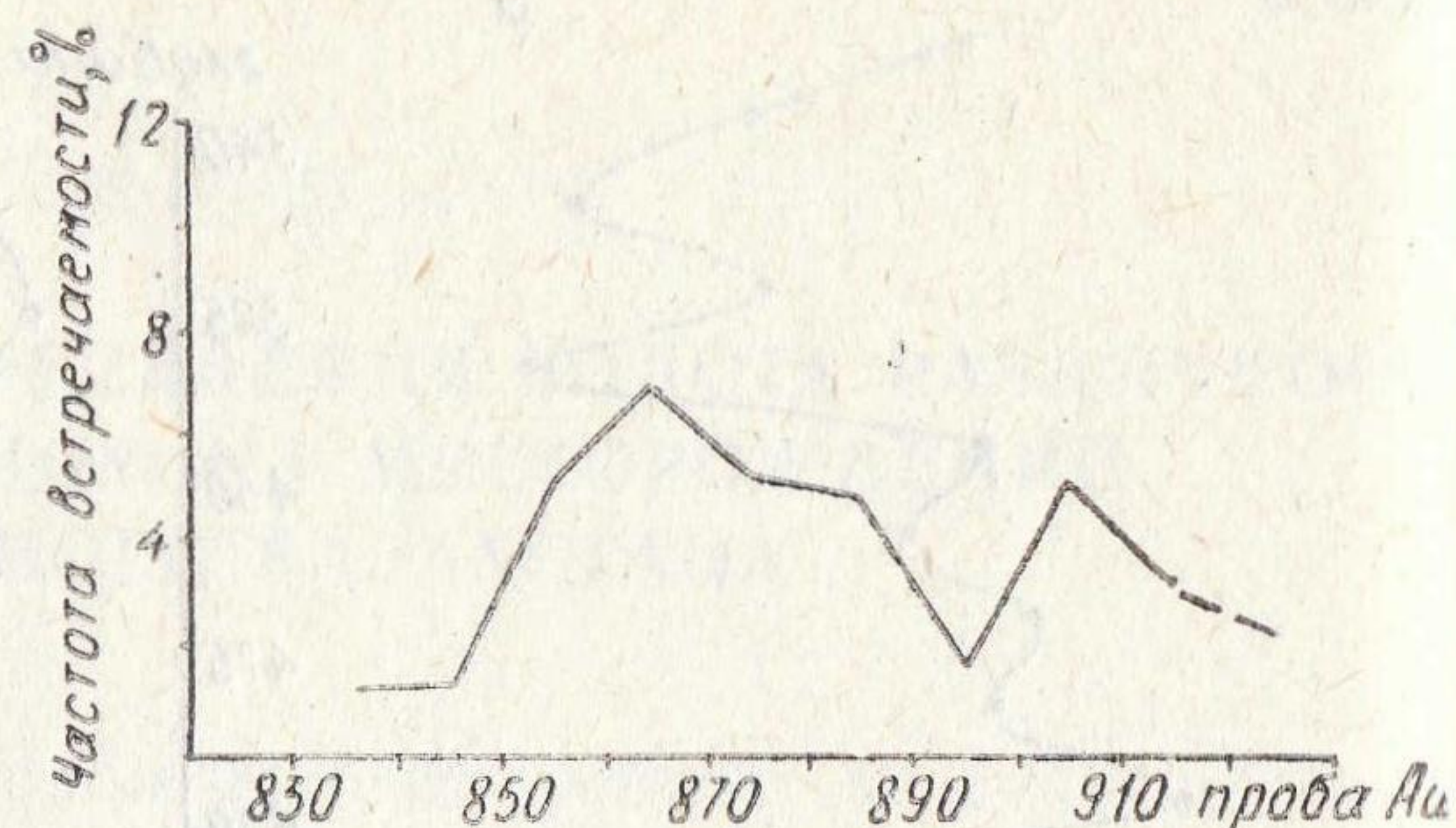
Участок IV характеризуется значительно меньшими показателями исследуемых величин по сравнению с другими участками. Колебания пробы золота от 830 до 860 при $\bar{X}=846$, дисперсия низкая ($S^2=17-50$).

В пределах верхних и средних горизонтов различия в величинах \bar{X} и S^2 незначимы. С глубиной отмечается тенденция к уменьшению пробы от 850 до 835.

В целом средняя проба золота по месторождению 870, размах колебаний 800—930, $S^2=430$.

Золото западной части месторождения (участки I, II, III) характеризуется более высокой пробой (876—879) и дисперсией ($S^2=375-670$), которые значительно отличаются от более низких показателей IV, восточного участка ($\bar{X}=846$, $S^2=92$). На гистограмме распределения пробы золота по всему месторождению выявляются две области наибольшей частоты встречаемости, отвечающие пробе 850—880 и более 900 (рис. 2). Проверка с помощью оценок асимметрии и эксцесса показала, что распределение пробы золота не соответствует нормальному закону и является полимодальным ($\bar{\gamma}_3/\bar{\sigma}_3=18,7$; $\bar{\gamma}_4/\bar{\sigma}_4=6,5$). Преобладает золото пробы 860—880, выделяемое в кварце и по границам зерен кварца и сульфидов. Наряду с ним в небольшом количестве постоянно присутствует золото высокой пробы (более 900)

Рис. 2. Гистограмма распределения золота разной пробы.



и относительно низкопробное (820—850) в виде вкраплений в серебросодержащих минералах — галените и блеклых рудах. Учитывая опубликованные данные (Сахарова, Демидов, 1972), можно предположить, что в процессе кристаллизации самородного золота происходило обогащение его серебром, заимствованным из вмещающих минералов.

Образование высокопробного золота может быть связано с перекристаллизацией в результате внутрирудных преобразований, признаки которых отмечены нами при изучении внутренней структуры золота.

Таким образом, распределение пробы золота по вертикали и целом по месторождению имеет волновой характер. Увеличение пробы золота на средних горизонтах сменяется уменьшением ее на более глубоких и вновь возрастанием у самого нижнего уровня. Обращает на себя внимание соответствие между распределением по вертикали золота определенной пробы и его содержанием в рудах: максимальные величины пробности наблюдаются в пределах наиболее обогащенных золотом участков, аналогичные зависимости отмечались ранее в месторождениях других областей (Raden, 1965; Jones, 1969). Колебания пробы золота в данном месторождении обуславливаются составом включающих золото минералов, влиянием внутрирудного метаморфизма и изменением концентрации золота в рудах.

ЛИТЕРАТУРА

- Сахарова М. С., Демидов В. Г. О соотношении золота и серебра на Дарасунском месторождении. — Тр. Минералог. музея. М., 1972, вып. 21, с. 127—132.
- Jones R. Gold in Minerals and Composition of Native Gold. — Geol. Survey Circ. Washington, 1969, n. 612, p. 1—17.
- Raden H. Apparent Finesse Values of Gold from Two Witwatersrand Gold Mines. — Econ. Geol., 1965, n. 5, p. 532—544.

Ю. Г. Зарембо, Э. И. Алышева, Л. И. Бочек, Н. Г. Кореннова

ТИПОМОРФИЗМ И ГЕНЕЗИС ЗОЛОТА В ВОЛЬФРАМОВО-ЗОЛОТЫХ РУДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНЫХ КЫЗЫЛКУМОВ

Оруденение связано с герцинским тектоно-магматическим циклом и представлено кварцевыми и кварц-шеелитовыми жилами, прожилково-штокверковыми зонами, а также кварц-сульфидными (существенно пирит-арсенопиритовыми) прожилками, содержащими незначительные количества галенита, сфалерита, халькопирита, пирротина. Поздние безрудные жилы сложены рисовидным и розетчатым кварцем с примесью глинистых минералов, карбонатов и сульфосоединений серебра. Самые древние (каледонские, дорудные) метаморфогенные кварцевые прожилки подчинены структурам расщепления вмещающих пород.

Самородное золото месторождения изучали многие исследователи (Бадалова, Бадалов, 1964; Бадалова, Николаева, 1970; Бадалова и др., 1968; Николаева, Бадалова, 1970; Зарембо, Кореннова, 1970). Основное внимание уделялось составу, крупности, структурным особенностям его выделений. В меньшей степени освещены возрастные соотношения золотой минерализации с другими минеральными образованиями, в том числе редкометальными. Спорными остаются представления о времени отложения золота, о метаморфогенной мобилизации его из вмещающих пород, о генерациях золота и др. Опубликованные данные о составе золота, полученные путем пробирных, химических или спектральных анализов, усреднены, что не позволяет (несмотря на значительное количество определений) выявить причины широких вариаций пробы.

Авторами проведено детальное исследование парагенезисов самородного золота, а также особенностей состава и структуры золотин. В отличие от предыдущих исследований проба определялась для отдельных частиц золота при помощи метода атомной абсорбции, лазерного микроспектрального анализа, а также измерений показателей оптических свойств минерала. Анализы выполнены по методикам, разработанным в ЦНИГРИ. Субструктура зерен золота изучалась с помощью электронного микроскопа. Исследовалось большое количество золотин (более 600), отобранных из разных участков на нескольких горизонтах месторождения. Полученные данные обработаны статистически и представляют следующую картину.

В кварцевых и шеелит-кварцевых телах самородное золото образует мелкую вкрапленность, гнездовидные и прожилковид-

ные обособления, приуроченные к участкам деформаций, контактам жил, к границам обломков пород в кварце, и сопровождается незначительным количеством мелкозернистого кварца и иногда минералами висмута. Выделения золота часто расположены по трещинам в шеелите. Это свидетельствует о более позднем отложении золота по сравнению с редкометальной минерализацией. Размеры золотинок варьируют от десятых до тысячных долей миллиметра; в пределах рудных столбов встречаются золотины величиной до первых миллиметров в поперечнике.

В кварц-сульфидных прожилках золото образует наиболее тонкую вкрапленность, а также жилковидные или ксеноморфные выделения в интерстициях сульфидных агрегатов, по трещинам и границам зерен арсенопирита. Оно сопровождается небольшим количеством мелкозернистого кварца и иногда минералами висмута. В участках скоплений как крупных, так и мельчайших частиц золота наблюдаются признаки изменений арсенопирита: нарушается стехиометрия (вынос серы), появляется избыток мышьяка, что приводит к смене электронной проводимости минерала дырочной. Одновременно исчезает двойниковое строение зерен (рис. 1). Эти изменения непосредственно сопровожда-

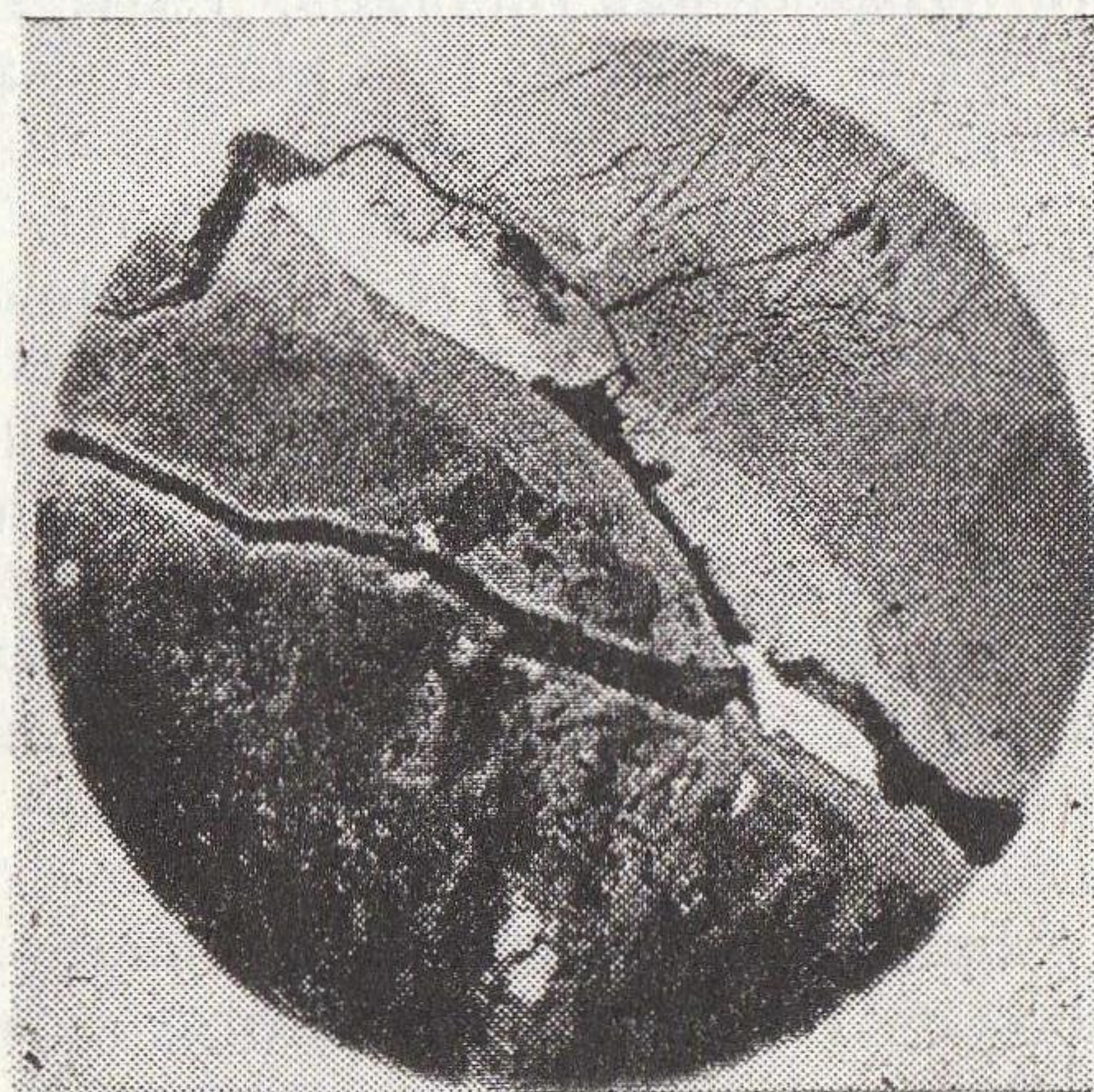


Рис. 1. Изменение структуры агрегата арсенопирита на контакте с золото-кварцевым прожилком. Полированный шлиф, $\times 350$, травлено раствором HNO_3

ют скопления частиц золота и могут быть связаны с воздействием на арсенопирит золотоносных растворов (Зарембо, Розова, 1971 г.). Указанные признаки свидетельствуют о выделении золота позднее арсенопирита.

Более поздние жилы рисовидного и розетчатого кварца, а также дорудные кварцевые жилки практически незолотоносны. Небольшие содержания золота в них и редкие видимые золотины отмечались лишь в участках пространственного совмещения кварцевой и рудной минерализации.

Проба золота в кварцевых и шеелит-кварцевых телах зако-

номерно возрастает с глубиной и от флангов к центральным частям рудного поля в соответствии с общей минералого-геохимической зональностью отложения. На уровне современного эрозионного среза наименьшие ее значения 675—390 (средняя проба 569) и 950—780 (880) характеризуют золото соответственно западного и восточного флангов рудного поля. Более высокой пробой обладает золото центрального участка—975—800 (913). На глубине 100 м значения пробы золота возрастают в центральном участке до 900—970 (924), на восточном фланге до 845—920 (900). Глубже отмечается дальнейшее повышение пробы до 925—980 (960). Одновременно с возрастанием пробы понижается величина ее дисперсии.

Для каждого из участков проведено сравнение пробы золотинок, включенных в кварце и в основных рудных минералах (шеелите, арсенопирите, пирите, пирротине), а также образующих сростания с мелкими зернами молибденита, рутила, висмута, вальенита, блеклых руд. При незначительной концентрации в жилах рудных минералов значимых различий в пробе золота, участвующего в указанных сростаниях, не обнаруживается. В существенно сульфидных скоплениях золото обладает пониженной пробой (в центральном участке проба золота 725—800, средняя—768). Не установлено какого-либо влияния на пробу углеродистого вещества, содержащегося во вмещающих породах. Вариации пробы основной массы золотинок в существенно кварцевых рудных телах можно рассматривать как проявление минералого-геохимической зональности отложения, а в сульфидных прожилках, помимо того, как следствие влияния вмещающей среды.

Структура выделений золота изучалась при травлении зерен царской водкой и раствором хромового ангидрида в соляной кислоте. Установлено, что большинство зерен высокопробного золота представлено монокристаллами, реже сростками двух—трех индивидов, в которых отмечаются простые или полисинтетические двойники. В отдельных частицах относительно низкопробного золота наблюдаются неяснозональные структуры с узкой внешней зоной концентрации серебра без четких границ между зонами. Выделения золота, обладающего пробой ниже 600—500, характеризуются четкими зональными структурами (рис. 2, а). При этом внутренние части зерен обычно более высокопробны. В сростаниях с зональными встречаются относительно высокопробные (проба 675—600) незональные золотины. Они часто находятся в одном и том же прожилке и каких-либо признаков их одновременного образования не устанавливается.

Методом электронной микроскопии изучены элементы тонких субструктур золота (двухступенчатые целлюлозо-угольные реплики с полированных и протравленных поверхностей золотинок). В высокопробных частицах отчетливо наблюдались элементы слоистого роста кристаллов, отмечавшиеся для золота

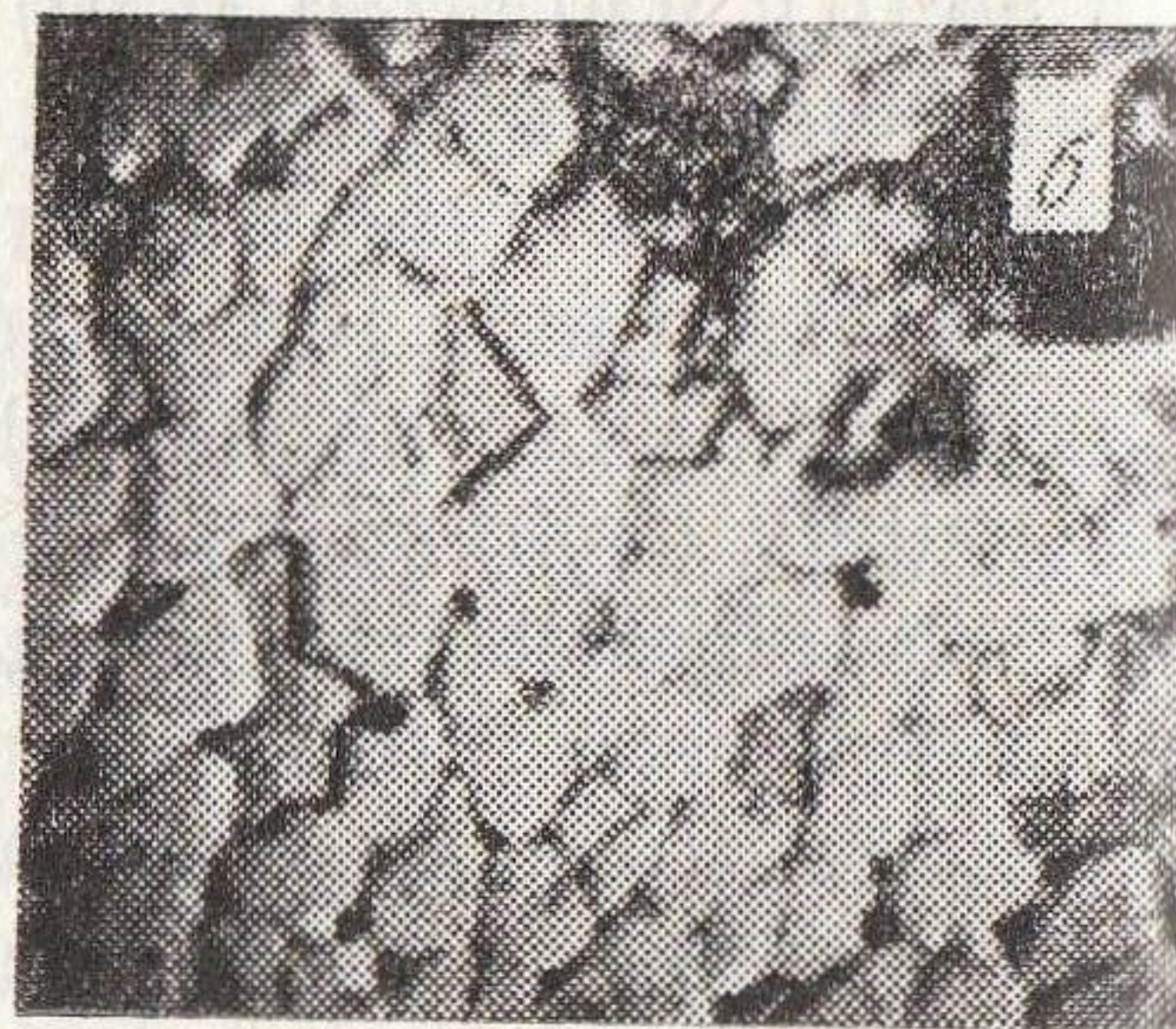
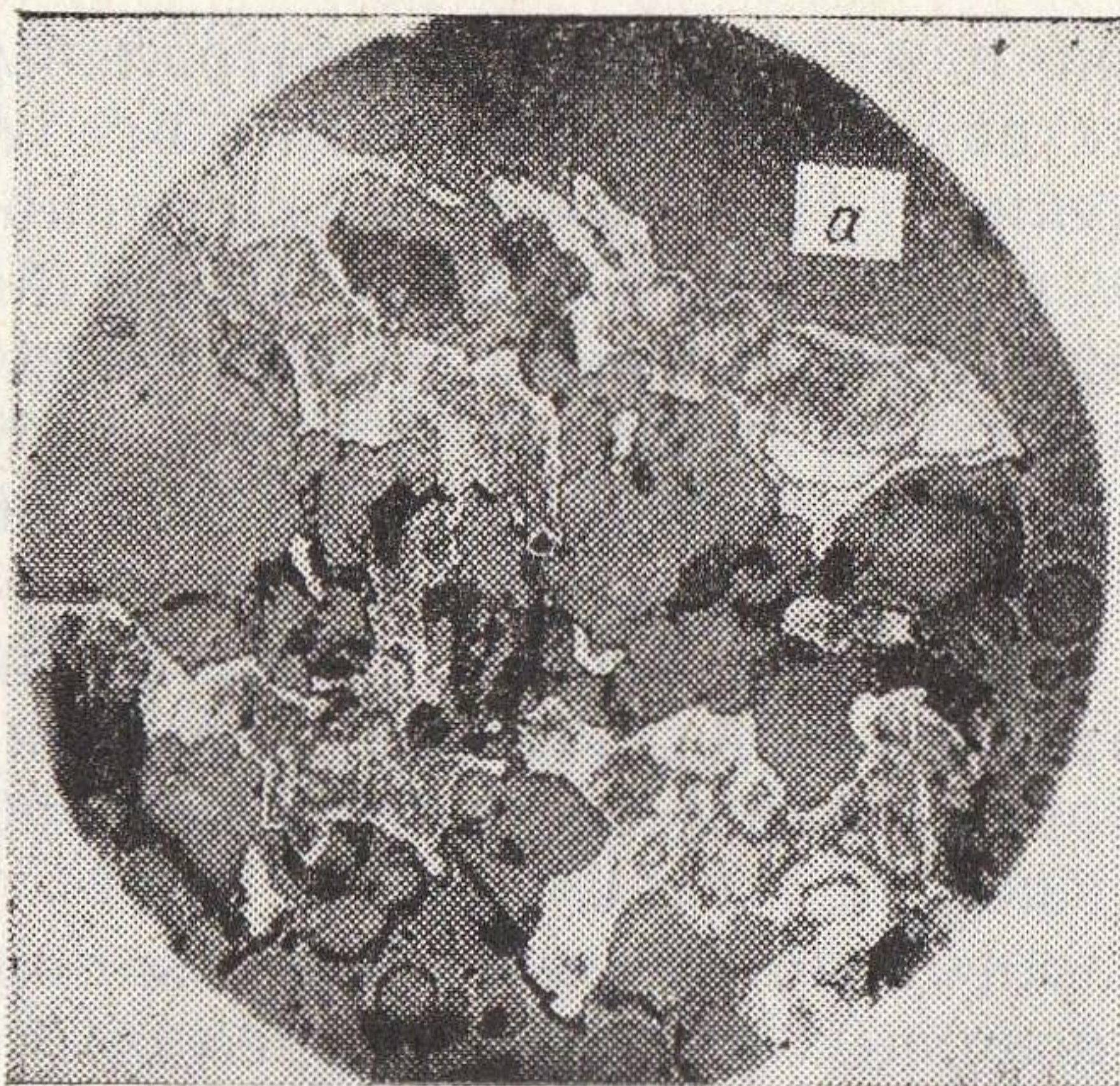


Рис. 2. Особенности структур золотин из кварцевых жил западного фланга рудного поля: а — зональное строение золотин. Полированный брикет, $\times 70$, травлено раствором хромового ангидрида. б — мозаичная структура центральной части зональной золотины. Двухступенчатая целлюлозно-угольная реплика с протравленного шлифа, $\times 7000$.

многих месторождений СССР (Петровская и др., 1970; Петровская, 1973; Бадалова, Николаева, 1970). В одних срезах они выражены однонаправленной линейной штриховкой или тонкой ступенчатостью с ритмичным чередованием штрихов-выступов и штрихов-впадин. В других сечениях выявляется тонкая штриховка в двух направлениях (ромбовидно-чешуйчатый рельеф). Во всех разновидностях золота хорошо выражены мозаичные структуры, признаки которых соответствуют описанным Н. В. Петровской и соавторами (1970).

Особый интерес представляют собой рисунки мозаичных структур в образцах низкопробного зонального золота. В ядрах зерен, обладающих повышенной пробой, наблюдались выступы изометричной формы, разделенные тонкими полосками и небольшие участки с пониженным рельефом (рис. 2, б). В относительно низкопробных средних зонах кристаллов количество мозаичных блоков сокращается. В краевых, наиболее низкопробных зонах кристаллов мозаичные выступы становятся еще более редкими и иногда группируются в виде дендритовидных образований. Подобная зависимость между количеством мозаичных выступов и пробой отдельных зон кристаллов может свидетельствовать в пользу двухфазности выделения самородного золота. Мозаичные блоки, очевидно, представляют собой фазу, резко обогащенную золотом, а межблоковые обособления с относительно низким рельефом, по-видимому, имеют существенно серебряный состав.

Включения золота, локализованные в арсенопирите и пирите, обладают тонкомозаичной субструктурой, весьма близкой к

структуре золота из кварц-шеелитовых жил. Каких-либо следов перекристаллизации материала в них не установлено.

Проведенные авторами исследования с применением методов атомной абсорбции, лазерного микроспектрального анализа, измерения отражательной способности минерала, а также электронной микроскопии позволили установить, что самородное золото кристаллизовалось в основной своей массе на заключительной стадии формирования руд. Широкие вариации состава и структурных особенностей золота связаны в основном с проявлением в рудах гипогенной минералого-геохимической зональности отложения, а в сульфидных прожилках, кроме того, обусловлены влиянием вмещающей среды.

ЛИТЕРАТУРА

- Бадалова Р. П., Бадалов С. Т. О генетическом значении пробы золота в эндогенных месторождениях. — Узб. геол. ж., 1964, № 5, с. 67.
- Бадалова Р. П., Нестерова Н. П., Сибиряков Е. А. О крупности золота в кварцево-золоторудных месторождениях Узбекистана. — Зап. Ташк. гос. ун-та им. В. И. Ленина, 1968, вып. 337, с. 44—48.
- Бадалова Р. П., Николаева Э. П. Субмикроскопические структуры самородного золота и их особенности в золоторудных месторождениях Узбекистана. — Зап. Узб. отд. Всесоюз. минералог. о-ва, 1970, вып. 21, с. 85—90.
- Зарембо Ю. Г., Кореннова Н. Г. Изучение пробы золота микроспектральным методом. — Тр. ЦНИГРИ, М., 1970, вып. 93, с. 109—116.
- Николаева Л. А., Бадалова Р. П. Внутренняя структура самородного золота как критерий формирования руд. — Тр. ЦНИГРИ, М., 1970, вып. 87, с. 143—152.
- Петровская Н. В., Фролова К. Е., Пляшкевич Л. Н. Тонкая мозаичная структура кристаллических зерен самородного золота (по электронно-микроскопическим данным). — ДАН СССР, 1970, т. 191, вып. 2, с. 433—436.
- Петровская Н. В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.

К ХАРАКТЕРИСТИКЕ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА ИЗ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ И РОССЫПЕЙ ЗАПАДНОГО ПРИХОТЬЯ

Как указывалось ранее¹, рудопроявления Западного Прихотья приурочены к местам выходов верхнемеловых гранитоидов и генетически связаны с ними. Все они относятся к умеренносульфидной золото-кварцевой формации. Несколько отличается от них лишь кварц-молибденовая с золотом минерализация в верховьях р. Тыль, для которой характерно значительно меньшее содержание сульфидов, особенно пирита.

Рудные тела, в основном жилы и линзы, располагаются среди интрузивных пород и реже на контактах гранитоидов с осадочными толщами. Известны также минерализованные зоны дробления с золотом (рудопроявление м. Тыльского), включающие короткие кварцевые жилы и прожилки и жилы лестничного типа (м. Б. Дуганджа), приуроченные к дайкам керсантитов и мелкозернистых диоритов. Главные минералы руд — пирит, халькопирит, арсенопирит, галенит, касситерит, золото.

Выделения золота в рудах (см. таблицу) обычно мелкие (0,1—0,5 мм, редко 1—2 мм); формы их жилковидные, комковидные, губчато-друзовидные и каплеобразные, встречаются кристаллы. Внутренняя структура золотин монозернистая, реже мелкозернистая, с концентрической зональностью зерен, характерной для золота, кристаллизовавшегося в близповерхностных условиях. Пробность золота относительно низкая (700—750). Спектральный анализ показал наличие в нем примесей никеля, висмута и марганца, содержание которых мало варьирует, и изменчивые количества мышьяка, меди, олова и железа.

Для золота рудопроявления м. Тыльского отмечаются большие содержания сурьмы, характерные главным образом для низкотемпературных руд. На участке Медвежье Одеяло рудные тела богаты минералами меди, свинца, олова, железа; золото в них отличается повышенным содержанием этих элементов, особенно меди (почти 0,5%). Золото Дуганджинского рудопроявления имеет высокое содержание мышьяка, что, возможно, указывает на ассоциацию его с арсенопиритом (см. таблицу).

Для сравнения приведем характеристики золота аллювиальных

¹ Л. И. Красный, Г. С. Ганешин. Геология, геоморфология и полезные ископаемые Тором-Тугурского района Западного Прихотья. М.: Госгеолтехиздат, 1951, с. 149—151.

Характеристика выделений самородного золота в рудопроявлениях и россыпях Западного Прихотья

Место отбора проб	Ассоциирующие минералы	Формы золотин	Внутреннее строение золотин	Элементы-примеси*, п. 10-4 %					Пробность	
				As	Sb	Cu	Ni	Mn		Fe
Тыльский район										
Рудопроявление м. Тыльского	Пирит, арсенопирит, халькопирит	Комковидные, пластинчатые, губчатые; редкие кристаллы	Монозернистое зональное	45	197	56	12	45	107	780
Пляжевая россыпь м. Тыльского	Касситерит, молибденит, пирит, хромит	Хорошо окатанные, округлые по краям пластинки; лепешкообразные и друзовидные	Зернистое с оболочками розоватого цвета. Простые двойники	39	160	60	10	40	110	850
Район Медвежье Одеяло										
Рудопроявление Медвежье Одеяло	Пирит, галенит, титано-магнетит, арсенопирит, рутил	Шарообразные, каплеобразные, проволочные; часты кристаллы	Простое монозернистое; концентрическая зональность	49	98	4830	35	64	707	700
Аллювиальная россыпь м. Медвежье Одеяло	Хромит, молибденит, касситерит, пирит, арсенопирит	Плохо окатанные, крючковатые угловатые, дендритовидные	Зернистое. Простые и полисинтетические двойники, штриховки деформаций	45	48	3200	13	46	600	780
Пляжевая россыпь м. Медвежье Одеяло	Касситерит, пирит, арсенопирит, ильменит	Хорошо окатанные, проволочные, комковатые и друзовидные	Зернистое. Простые и полисинтетические двойники, межзерновые прожилки	41	91	1400	10	32	200	878

Место отбора проб	Ассоциирующие минералы	Формы золотин	Внутреннее строение золотин	Элементы-примеси*, n · 10 ⁻⁴ %						Пробность
				As	Sb	Cu	Ni	Mn	Fe	
Аллювиальная россыль р. Биранджа	Касситерит, пирит, арсенопирит	Окатанные, комковидные, друзовидные и угловатомассивные	Зернистое. Прерывистая высокопробная оболочка	38	43	400	19	43	350	795
Биранджинская пляжевая россыль	Касситерит, пирит, монацит, ванадит	Хорошо окатанные, дендритовидные, друзовидные, комковатые	Зернистое. Простые двойники. Высокопробная оболочка	35	57	320	6	61	170	890
140 Аллювиальная россыль руч. Дюкчангра	Касситерит, пирит, хромит, молибденит	Плохо окатанные, пластинчатые, угловатые; часты сростки с кварцем	Зернистое. Простые и полисинтетические двойники	32	83	4700	8	58	400	780
Пляжевая россыль Дюкчангра	Касситерит, хромит, молибденит, ортит	Комковатые, друзовидные, пластинчатые; часты неокатанные формы	Зернистое. Простые и полисинтетические двойники. Высокопробная оторочка, деформации	32	90	1130	4	46	350	890
Д у г а н д ж и н с к и й р а й о н										
Рудопроявление м. Б. Дуганджа, дайка Центральная	Арсенопирит, пирротин, шеелит, галенит, хромит	Крючковатые, каплеобразные; редкие кристаллы	Монозернистое; зонность	400	27	33	26	17	275	760
Рудопроявление м. Б. Дуганджа, дайка Новая	Пирит, арсенопирит, пирротин, галенит, молибденит	Каплевидные, амёбообразные, губчатые; редкие кристаллы	Монозернистое; зонность	201	26	26	44	23	211	750

Дуганджинская пляжевая россыль	Пирит, арсенопирит, касситерит, монацит, ильменит	Полуокатанные, провололочные, друзовидные, губчатые	Зернистое; двойники прерывистая высокопробная оторочка	140	16	20	45	19	245	800
М а м г и н с к и й р а й о н										
Аллювиальная россыль р. Мамга	Магнетит, шеелит, монацит, торит	Плохо окатанные, крючковатые, пластинчатые	Монозернистое; простые двойники	380	215	220	54	70	140	780
Мамгинская пляжевая россыль	Шеелит, магнетит, монацит, торит	Угловатые, дендритовидные, пластинчатые; часты сростки с кварцем	Зернистое; простые двойники, прерывистая высокопробная оторочка	320	200	210	43	63	130	800

*Спектральный количественный анализ. Аналитик Т. В. Сверкунова (ДВГИ).

ных и морских россыпей, источниками питания которых служили различные рудопроявления, золотоносный аллювий ручьев и рек, а также перемытое вещество коры выветривания. В аллювиальных россыпях золотины имеют размеры 0,5—2 мм, тогда как в прибрежно-морских россыпях преобладает более мелкое золото (0,14—0,25 мм). Только в отдельных пляжевых россыпях преобладают золотины 0,25—0,5 мм, нередко зерна 1—2 мм. В аллювии ручьев и рек золото плохо окатанное, преимущественно высокопробное, крючковатой и пластинчатой формы; часто встречаются сростки с кварцем, изредка — дендритовидные и друзовидные золотины (м. Медвежье Одеяло). Вместе с тем известны россыпи р. Биранджа с преобладанием хорошо окатанного комковатого высокопробного золота, наряду с которым отмечаются зеленовато-желтые золотины, губчатые, низкопробные. Возможно, что они поступили в россыпь относительно недавно из близко расположенных минерализованных зон дробления. Внутренняя структура частиц аллювиального золота зернистая с простыми формами зерен, двойники редки. В некоторых зернах видны следы механических деформаций. На золотилах выявляется прерывистая высокопробная оторочка.

В пляжевых россыпях преобладает золото хорошо окатанное, комковидной, лепешкообразной, друзовидной и проволоочной форм. В некоторых пляжевых отложениях встречаются неокатанные частицы золота с вросками кварца, что позволяет предположить поступление части золота из близко расположенных коренных источников. Золотины пляжевых отложений по сравнению с аллювиальными более разнообразны по особенностям внутренней структуры. Они представлены зернистыми агрегатами с множеством простых и полисинтетических двойников; отмечаются линии скольжения и признаки рекристаллизации золота.

Пробность самородного золота в россыпях варьирует в значительных пределах: в образцах из аллювия (см. таблицу) она колеблется от 750 до 795, а из пляжевых отложений достигает 850—900. Спектральный анализ (см. таблицу) показал, что золото из пляжевых россыпей содержит меньше примесей, чем золото аллювия. В золоте некоторых пляжей м. Медвежье Одеяло и Дюкчангра обнаружены большие примеси меди, что указывает на генетическую связь россыпей с медьсодержащими рудами рудопроявления Андык. В золоте из россыпей р. Биранджа и ее пляжа содержание меди намного меньше, что позволяет предполагать существование других источников питания россыпей.

Таким образом, золото в рудах и россыпях различается по морфологии, внутреннему строению и химическому составу; состав и содержание элементов-примесей в золоте зависит от состава первичных руд; особенности самородного золота района Западного Приохотья позволяют судить о минералогии известных здесь рудопроявлений и о связях с ними россыпей.

УДК 549.283 : 549.02

Состояние и перспективы развития минералогии золота. Петровская Н. В. — В кн.: Минералогия самородных элементов. Владивосток, 1980, с. 3—9.

Приведены данные о состоянии и направлениях исследований типоморфизма самородного золота, изменчивости его состава и свойств, морфологии, структуры и субструктуры его выделений, состава золотоносных минеральных ассоциаций.

Отмечен возросший уровень работ, проводимых в ряде организаций при использовании тонких методов электронной микроскопии, микрозонда и др. Подчеркнута необходимость строгого подхода к интерпретации результатов таких исследований. Определены задачи дальнейшей работы.

УДК 549.283 : 548.2

О природе структур и субструктур эндогенных выделений самородного золота. Петровская Н. В., Новгородова М. И., Фролова К. Е. — В кн.: Минералогия самородных элементов. Владивосток, 1980, с. 10—20.

Дан анализ проявлений гетерогенности агрегатов эндогенного золота, доказываются существование типов их структур, созданных в процессе кристаллизации и в эпикристаллизационное время. Типоморфизм рассматриваемых особенностей тесно связан с закономерными вариациями состава золота в рудных месторождениях разных формаций.

С целью выявления и исследования гетерогенности самородного золота разработана методика селективного травления его шлифов и предложен новый набор травителей.

Ил. 8, табл. 1, библиогр. 7.

УДК 549.1 : 553.411 (571.55) (571.62) (571.65)

Особенности состава минеральных ассоциаций в близповерхностных золоторудных месторождениях отдельных рудных провинций СССР. Андреева М. Г. — В кн.: Минералогия самородных элементов. Владивосток, 1980, с. 21—24.

Отмечено, что при однотипности состава главных минеральных ассоциаций в близповерхностных золоторудных месторождениях различных провинций имеются существенные различия в количественных соотношениях основных минералов — адуляра, кварца, гидрослюда, каолинита, карбонатов. Более специфичны для месторождений отдельных провинций комплексы рудных минералов. Установлена зависимость между составом сульфосолей серебра и величиной золото-серебряного отношения.

Библиогр. 10.

УДК 552.13 : 549.283

Парагенезисы золота альпийских месторождений Кавказа. Константинов М. М., Косовец Т. Н., Карпинский Н. И. — В кн.: Минералогия самородных элементов. Владивосток, 1980, с. 25—29.

Выделены близповерхностные месторождения (0,1—0,5 км) и месторождения, формировавшиеся на небольших — средних глубинах (1—2 км). Для первых характерно широкое развитие электрума в зонах кварцевых брекчий и

незначительное развитие сульфидов, для вторых — разнообразие и разновременность парагенезисов золота. Установлены золото-пиритовый, золото-арсенипиритовый, золото-халькопиритовый, золото-мелонит-верлитовый, золото-петцитовый и золото-антимонитовый парагенезисы. На небольших месторождениях парагенезисы менее разнообразны. Появление золота в парагенезисах медно-молибден-вольфрамовых месторождений указывает на возможное присутствие собственно золоторудных месторождений в рудных узлах.

Ил. 4.

УДК 553.41/42

Парагенезисы золота в месторождениях различных рудных формаций Армянской ССР. Карапетян А. И., Амирян Ш. О. — В кн.: Минералогия самородных элементов. Владивосток, 1980, с. 30—34.

В зависимости от роли золота в рудах эндогенные месторождения Армянской ССР группируются в золоторудные и золотосодержащие рудные формации. Образование повышенных концентраций золота с выпадением его собственных минералов (самородное золото, теллуриды) происходит в определенных стадиях эволюции рудообразующих растворов в составе свыше двух десятков парагенетических ассоциаций минералов. Отмечены зависимость состава парагенезисов золота от физико-химических условий рудообразования, место их в общем процессе формирования месторождений.

Табл. 1.

УДК 552.18+553.411 (575.1)

Минеральные ассоциации в золоторудных месторождениях Узбекистана. Бадалова Р. П., Айзенштат И. А., Мельниченко Л. Д. — В кн.: Минералогия самородных элементов. Владивосток, 1980, с. 35—36.

Среди минеральных ассоциаций золоторудных месторождений продуктивны кварц-пирит-арсенипиритовая в Западном Узбекистане, кварц-пирит-халькопиритовая в Восточной части Узбекистана и кварц-пиритовая в обоих регионах. В зависимости от условий образования и геохимических особенностей выделяются формации малых, средних и больших глубин. Высокопробное золото характерно для большей части глубинных месторождений, в месторождениях средних глубин отмечаются все группы пробности, а в месторождениях малых глубин преобладает низкопробное золото.

УДК 553.411 (574.22)

Новые данные о минеральных ассоциациях самородного золота в Северо-Казахстанской рудной провинции. Спиридонов Э. М., Соколова Н. Ф., Гапеев А. К. — В кн.: Минералогия самородных элементов. Владивосток, 1980, с. 37—41.

Описаны новые для Северного Казахстана минеральные ассоциации самородного золота для позднеордовикской золото-кварцевой формации (в наименее глубинном месторождении). Установлено влияние состава вмещающих толщ на развитие в рудах теллуридов или сульфотеллуридов висмута.

На одном из месторождений золото-кварцевой формации установлено сопряженное изменение количественных соотношений сульфидов и теллуридов железа, с одной стороны, и самородного золота и теллуридов золота, с дру-

гой. Чем большая часть теллура связана с железом во фробергите, тем большая часть золота присутствует в самородном виде.

Ил. 2.

УДК 553.411.549(2)

Минеральные ассоциации золоторудных проявлений в пределах герцинских и альпийских складчатых структур Украины. Скаржинский В. И., Коптюх Ю. М., Куделя В. К., Кузнецов Ю. А., Кузнецова С. В., Оставненко А. И. — В кн.: Минералогия самородных элементов. Владивосток, 1980, с. 42—45.

Золоторудные проявления в герцинских и альпийских складчатых структурах Украины относятся к золото-серебряной, золото-кварцевой, золото-сульфидной и золото-полиметаллической рудным формациям. Золото-серебряная формация объединяет неогеновые субвулканические проявления Закарпатского прогиба. В метаморфических породах палеозой-рифейского возраста советских Карпат распространены рудопроявления золото-кварцевой и золото-сульфидной формаций. Золото-полиметаллическая рудная формация известна в песчано-глинистых отложениях карбона Донбасса.

УДК 549.2 : 553.41

Золотоносные минеральные ассоциации и условия их образования в одном из районов Центральной Камчатки. Беда В. Д. — В кн.: Минералогия самородных элементов. Владивосток, 1980, с. 46—53.

Установлены три стадии золоторудной минерализации в одном из районов центральной Камчатки: золото-сульфидная, золото-теллуридная и золото-кварцевая.

Пробность самородного золота по генерациям 860, 954 и 954 соответственно. Из примесей для первой генерации характерны серебро и медь, для второй и третьей — медь и теллур. Минералообразование происходило при последовательном понижении температуры: I стадия — 360—260, II стадия — 280—180, III стадия — 230—180°С. Растворы гидрокарбонатно-хлоридные. С понижением температуры прекращалось поступление в растворы аммония, снижалось содержание кальция и магния. На заключительных стадиях растворы становятся калий-натровыми.

Ил. 5, табл. 4, библи. 4.

УДК 553.411.078 : 553.26(571.53)

Типоморфные особенности и парагенетические минеральные ассоциации рудных обособлений одного из месторождений Ленского района. Белозеров Н. И. — В кн.: Минералогия самородных элементов. Владивосток, 1980, с. 54—56.

В пределах одного из золоторудных месторождений прожилково-вкрапленного типа в черносланцевых породах автором выделено пять этапов оруждения. Проявления каждого комплекса характеризуются своеобразной морфологией рудных обособлений и своими минеральными ассоциациями, четко обособленными во времени и в разрезе рудной зоны. Золото, обычно самородное, отмечается в тесной ассоциации с пиритом и сопутствующими ему пирротинном, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, а концентрация его рез-

ко возрастает от одного этапа минерализации к другому. Золото в ассоциации с кварцем и карбонатом не характерно.

Табл. 1.

УДК 553.412(571.62)

Типы минерализации на одном из золоторудных месторождений Нижнего Приамурья. Зарембский Е. П. — В кн.: Минералогия самородных элементов. Владивосток, 1980, с. 57—64.

Рассмотрены условия локализации золотого оруденения, типы минерализации и их взаимоотношения. На основании анализа соотношений рудных гидротермалитов и магматических образований установлено, что появление высокотемпературных минеральных ассоциаций на заключительном этапе рудного процесса связано с внедрением поздних фаз Бекчи-Улского интрузивного комплекса.

Библ. 4.

УДК 553.064.32(571.62)

К вопросу о минералогии скарнов месторождения Нижнего Приамурья. Пискунов Ю. Г., Зарембский Е. П., Козлова Л. А. — В кн.: Минералогия самородных элементов. Владивосток, 1980, с. 65—73.

Рассмотрена минералогия скарнов. Показано, что развитие скарнового процесса приводит к увеличению железистости минералов, перераспределению золота и серебра в контактовой зоне в рудных телах и накоплению золота в скарнах. Отмечено, что скарновый этап незолотоносен.

Ил. 3, табл. 3, библ. 5.

УДК 553.22 : 553.431

О магнезиальных метасоматитах на золоторудном месторождении Улской вулcano-тектонической структуры (Нижнее Приамурье). Фатьянов И. И. — В кн.: Минералогия самородных элементов. Владивосток, 1980, с. 74—80.

Установлено присутствие на месторождении магнезиальных метасоматитов. В их строении участвуют карбонатная (доломитовая), серпентиновая, амфиболовая (тремолитовая) и пироксен-эпидитовая зоны. Рудная минерализация представлена магнетитом, пиритом, свинецсодержащим теллуридовисмутитом и золотом. По теллуридовисмутиту развивается свинецсодержащая разновидность монтанита. Происхождение метасоматитов связано с реовенацией гидротермально-метасоматической деятельности золоторудного этапа.

Ил. 2, табл. 3, библ. 2.

УДК 553.463+553.411.9

Золото-висмутовые минеральные ассоциации скарново-шеелит-сульфидного месторождения. Степанов Г. Н., Кузьминых В. М., Степанова М. В., Гвоздев В. И., Калинин Н. Я. — В кн.: Минералогия самородных элементов. Владивосток, 1980, с. 81—87.

Рассмотрены закономерности распределения золота, серебра и висмута в рудах и минералах, описаны парагенетические ассоциации минералов золота,

серебра и висмута. Минералы развиваются метасоматически по массивным пирротин-халькопиритовым рудам и локализуются в поздних кварц-кальцит-кобеллит-висмутовых прожилках. Наибольшее количество золота и висмута связано с кварцем и хлорит-серицит-кварцевыми агрегатами, а меньшее — с халькопиритом, гидроокислами железа, меди.

Табл. 4, библ. 7.

УДК 549.08 : 553.411

Некоторые методы изучения типоморфизма минералов продуктивных ассоциаций золоторудных месторождений. Бернштейн П. С. — В кн.: Минералогия самородных элементов. Владивосток, 1980, с. 88—91.

ИК-спектры поглощения кварца позволяют выделять полосы, обусловленные примесными ионами воды, углекислого газа, углеводородов, и дифференцировать кварц по глубине формирования и стадиям минерализации. Отмечены четкие различия ТЭДС пирита, арсенопирита, галенита разных генераций и возможность по этому признаку выделять продуктивные ассоциации, элементы зональности, метаморфизм руд.

Методы локального анализа для изучения изоморфных замещений, примесей, имеющих типоморфное значение, исключают ошибки, допускаемые при анализе из больших навесок мономинеральных фракций, засоренных сростками и материалом из других ассоциаций.

Библ. 5.

УДК 549.283

К вопросу о типоморфизме золота в месторождениях различных формаций. Воларович Г. П., Николаева Л. А. — В кн.: Минералогия самородных элементов. Владивосток, 1980, с. 92—95.

Основными факторами, влияющими на формирование особенностей самородного золота, являются глубинность месторождений, этапность и стадийность оруденения, метаморфические преобразования руд, металлогеническая специализация территории и относительный возраст оруденения. Суммарное действие этих причин обуславливает различие особенностей золота в месторождениях одной формации и сходство в месторождениях как одной, так и различных золоторудных формаций.

Библ. 6.

УДК 549.283 : 549.324.62(575.16)

К вопросу о типоморфизме золота некоторых месторождений Западного Узбекистана. Чеботарев Г. М., Волков Ю. А., Хамрабаев И. Х. — В кн.: Минералогия самородных элементов. Владивосток, 1980, с. 96—98.

Дан анализ результатов определения пробы золота из руд некоторых месторождений Западного Узбекистана. Выделены три группы гипогенного самородного золота (высокопробного, средней пробы и низкопробного), каждая из которых характеризуется специфическим парагенезисом минералов, морфологическими и структурными особенностями. Важнейшими факторами, определяющими пробу Au, являются состав рудообразующих растворов, условия рудоотложения и последующие изменения руд.

Гипергенное золото обычно высокопробно. Некоторые образцы гипергенных руд содержат золото, весьма контрастное по пробе.

Типоморфные особенности золота из некоторых золоторудных месторождений Якутии. Игумнова Н. С. — В кн.: Минералогия самородных элементов. Владивосток, 1980, с. 99—102.

Рассмотрены гранулометрический состав, морфология, внутренняя структура, пробность, состав элементов-примесей в золоте из золото-кварцевой малосульфидной, золото-антимонитовой и умеренно сульфидной формаций. Выявлено, что наиболее контрастный типоморфный признак золота — состав элементов-примесей. Отмеченные особенности могут быть использованы для решения вопроса о связи россыпного золота с минеральными типами коренных источников.

Табл. 1.

УДК 549.283(571.56)

Генерации и типоморфные особенности самородного золота в золото-сурьмяных месторождениях Якутии. Индолев Л. Н., Гамянин Г. Н.; Жданов Ю. Я., Самусиков В. П. — В кн.: Минералогия самородных элементов. Владивосток, 1980, с. 103—106.

Выделены три генерации золота. Золото I — субмикроскопическое в ранних сульфидах (пирит, арсенопирит — десятки — сотни усл. ед.). Золото II — относительно крупное (до 2—3 мм), преимущественно неправильной формы, полизернистое, часто сдвойникованное, с широким диапазоном пробности (от 750 до 980 ед.), ассоциирует с типичными минералами золото-кварцевых месторождений: сфалеритом, блеклой рудой, сульфоантимонитами свинца. Преобладает мелкое золото (сотые, десятые доли миллиметра), широко развиты кристаллы, а также пленочные, проволоочные и фестончатые выделения. Пробность высокая (950—990). Золото тесно ассоциирует с антимонитом и ауриститом. Предполагается регенерированный характер золота III. В процессе переотложения раннего золота происходит его рафинирование, в связи с чем повышается проба и стерильность в отношении элементов-примесей.

Ил. 8.

УДК 549.283(571.56)

Изменение состава самородного золота в процессе рудоотложения (на примере месторождений Восточной Якутии). Гамянин Г. Н., Лескова Н. В. — В кн.: Минералогия самородных элементов. Владивосток, 1980, с. 107—109.

На основании 100 рентгеноспектральных микроанализов золота в ассоциации с различными минералами установлено, что состав золота в процессе рудоотложения не остается постоянным. В месторождениях арсенопиритового типа пробность возрастает к концу рудного процесса, в месторождениях висмутового типа — от ранних ассоциаций к поздним уменьшается.

Внутрирудные подвижки, осложняющие процесс рудоотложения, вызывают скачкообразное уменьшение пробы на 30—40 ед.

Библ. 7.

УДК 549.283

Типоморфизм самородного золота зоны гипергенеза (на примере одного из золоторудных месторождений Южной Якутии). Яблокова С. В. — В кн.: Минералогия самородных элементов. Владивосток, 1980, с. 110—113.

В окисленных рудах месторождений установлено остаточное и гипергенное золото. Признаки вторичного преобразования остаточного золота проявляются в виде межзерновых прожилков, обособлений и зон промежуточного состава. Преобразование остаточного золота имеет сложный характер и связано с процессами диффузии и электрохимической коррозии. Присутствуют две разновидности гипергенного золота. Образование одной связано с разрушением пирита, содержащего тонкодисперсное золото; образование другой обусловлено разложением теллуридов, содержащих золото и серебро. Определены признаки гипергенной природы новообразованного золота. Химический состав золота весьма изменчив, высокая проба не является необходимым признаком его гипергенной природы. Перераспределение золота осуществлялось при значительном участии коллоидных фаз растворов.

Библ. 7.

УДК 544.283(571.56)

О химическом составе самородного золота из месторождений Центрального Алдана. Ким А. А., Ланцев И. П. — В кн.: Минералогия самородных элементов. Владивосток, 1980, с. 114—118.

Проведено сопоставление химического состава золота трех генетических типов рудных месторождений Центрального Алдана. Отмечено понижение пробы золота в пределах одного типа при переходе от ранней генерации к поздней и от месторождений среднелобинных к малолобинным. Установлены закономерности в распределении элементов-примесей в золоте.

Ил. 2.

УДК 549.282+549.283 : 553.411.412

Самородные серебро и золото в близповерхностном золото-серебряном месторождении Охотско-Чукотского пояса. Берман Ю. С., Стружков Ф. Э. — В кн.: Минералогия самородных элементов. Владивосток, 1980, с. 119—122.

Рассмотрены соединения природного ряда золото-серебро, охарактеризованы их взаимоотношения с аргентином, пираргиритом, полибазитом, а также сульфидами полиметаллов и жильными минералами на золото-серебряном месторождении. Установлено отсутствие изменения пробности золота с глубиной. Отмечено высокое золото-серебряное отношение в рудах в связи с широким развитием самородного серебра.

Ил. 2.

УДК 549.283.282.571.6

Типоморфизм самородного золота одного из близповерхностных золото-серебряных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Некрасова А. Н. — В кн.: Минералогия самородных элементов. Владивосток, 1980, с. 123—126.

Месторождение приурочено к палеокальдере, сложенной покровами и субвулканическими образованиями мелового возраста. Рудные тела представлены жилами адуляр-кварцевого, карбонат-кварцевого и кварцевого состава с крайне убогой рудной минерализацией. Отложение золота и серебра в рудах связано с формированием трех продуктивных ассоциаций: золото-сульфидной, золото-канфилдит-фрейбергит-халькопиритовой и науманнит-полибазит-серебряной (с золотом).

На верхних горизонтах месторождения золото имеет наиболее сложный состав и характеризуется наличием четких зональных структур. На нижних горизонтах резко уменьшается количество кюстелита, преобладает в основном золото I, структура золота становится неяснозональной.

Ил. 3, табл. 1, библиография 5.

УДК 533.411.412(574)

Особенности состава золота близповерхностных золоторудных проявлений Казахстана. Гребенчиков А. М., Николаева Л. А. — В кн.: Минералогия самородных элементов. Владивосток, 1980, с. 127—129.

Выделены две группы месторождений. На одних золото-серебряное отношение значительно изменяется от ранних минеральных комплексов к поздним, на других остается практически постоянным. Содержание золота и величина золото-серебряного отношения в рудах связаны прямой корреляционной зависимостью. Проба золота не обнаруживает закономерной зависимости от времени формирования минерального комплекса, а также от температуры рудоотложения.

В колломорфно-полосчатых рудах установлено до трех фаз золота, возникших при раскристаллизации коллоидного осадка на разных ступенях минерального равновесия, имеющих коррозионные взаимоотношения и существенно отличающихся по пробе и внутренней структуре.

Табл. 2.

УДК 549.283(574.2)

Особенности распределения золота различной пробы на одном из месторождений Северного Казахстана. Шер Л. С. — В кн.: Минералогия самородных элементов. Владивосток, 1980, с. 130—132.

Колебания пробы золота, не подчиняющиеся нормальному закону распределения, обуславливаются на данном месторождении геохимическими особенностями вмещающих золото минералов, явлениями внутрирудного метаморфизма и продуктивностью руд. Изменение пробы золота по вертикальному разрезу месторождения, совпадающее с волновым характером содержания золота, может, по-видимому, свидетельствовать в пользу большого вертикального размаха оруденения.

Ил. 2, библиография 3.

УДК 549.283(571.1)

Типоморфизм и генезис золота в вольфрамово-золотых рудах месторождения Центральных Кызылкумов. Зарембо Ю. Г., Алышева Э. И., Бочек Л. И., Кореннова Н. Г. — В кн.: Минералогия самородных элементов. Владивосток, 1980, с. 133—137.

Минералогические исследования золота с применением методов атомной абсорбции, лазерного микроспектрального анализа, а также электронной микроскопии подтвердили положение, согласно которому золото кристаллизовалось на заключительной стадии формирования руд. Широкие вариации состава и структурных особенностей золота связаны в основном с проявлением в рудах гипогенной зональности.

Распространение разновидностей Au в вертикальном сечении является косвенным признаком эрозионного среза рудных тел.

Ил. 2, библиография 7.

УДК 549.283+553.41

К характеристике самородного золота из рудопроявлений и россыпей Западного Приохотья. Семенко В. А. — В кн.: Минералогия самородных элементов. Владивосток, 1980, с. 138—142.

Рассмотрены особенности изменения морфологии, внутреннего строения и состава золотины при их транспортировке из коренного источника через аллювиальную россыпь в прибрежноморской пляж. Если золотины в коренном источнике имеют простое монозернистое строение, а в россыпях появляются двойники и прерывистые высокопробные оторочки, то в пляже происходит рекристаллизация зерен с появлением полисинтетических двойников, оторочка становится более мощной и непрерывной. Происходит также увеличение пробности: 700—760 — в коренном источнике, 780—840 — в аллювиальной россыпи и до 800—890 в прибрежноморском пляже. Изменение химического состава золотины характеризуется выщелачиванием одних элементов и увеличением содержания других.

Табл. 1.

СОДЕРЖАНИЕ

Петровская Н. В. Состояние и перспективы развития минералогии золота	3
--	---

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА

Петровская Н. В., Новгородова М. И., Фролова К. Е. О природе структур и субструктур эндогенных выделений самородного золота	10
Андреева М. Г. Особенности состава минеральных ассоциаций в близповерхностных золоторудных месторождениях отдельных рудных провинций СССР	21
Константинов М. М., Косовец Т. Н., Карпинский Н. И. Парагенезисы золота альпийских месторождений Кавказа	25
Карапетян А. И., Амирян Ш. О. Парагенезисы золота в месторождениях различных рудных формаций Армянской ССР	30
Бадалова Р. П., Айзенштат И. А., Мельниченко Л. Д. Минеральные ассоциации в золоторудных месторождениях Узбекистана	35
Спиридонов Э. М., Соколова Н. Ф., Гапеев А. К. Новые данные о минеральных ассоциациях самородного золота в Северо-Казахстанской рудной провинции	37
Скаржинский В. И., Коптюх Ю. М., Куделя В. К., Кузнецов Ю. А., Кузнецова С. В., Оставненко А. И. Минеральные ассоциации золото-рудных проявлений в пределах герцинских и альпийских складчатых структур Украины	42
Беда В. Д. Золотоносные минеральные ассоциации и условия их образования в одном из районов Центральной Камчатки	46
Белозеров Н. И. Типоморфные особенности и парагенетические минеральные ассоциации рудных обособлений одного из месторождений Ленского района	54
Зарембский Е. П. Типы минерализации на одном из золоторудных месторождений Нижнего Приамурья	57
Пискунов Ю. Г., Зарембский Е. П., Козлов Л. А. К вопросу о минерализации скарнов месторождения Нижнего Приамурья	65
Фатьянов И. И. О магнетизальных метасоматитах на золоторудном месторождении Улской вулcano-тектонической структуры (Нижнее Приамурье)	74
Степанов Г. Н., Кузьминых В. М., Степанова М. В., Гвоздев В. И., Калинин Н. Я. Золото-висмутовые минеральные ассоциации скарно-шеелит-сульфидного месторождения	81

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА

Бернштейн П. С. Некоторые методы изучения типоморфизма минералов продуктивных ассоциаций золоторудных месторождений	88
Волярович Г. П., Николаева Л. А. К вопросу о типоморфизме золота в месторождении различных формаций	92

Чебатарева Г. М., Волков Ю. А., Хамрабаев И. Х. К вопросу о типоморфизме золота некоторых месторождений Западного Узбекистана	96
Игумнова Н. С. Типоморфные особенности золота из некоторых золоторудных месторождений Якутии	99
Индолев Л. Н., Гамянин Г. Н., Жданов Ю. Я., Самусиков В. П. Генерации и типоморфные особенности самородного золота в золото-сурьмяных месторождениях Якутии	103
Гамянин Г. Н., Лескова Н. В. Изменение состава самородного золота в процессе рудоотложения (на примере месторождений Восточной Якутии)	107
Яблокова С. В. Типоморфизм самородного золота зоны гипергенеза (на примере одного из золоторудных месторождений Южной Якутии)	110
Ким А. А., Ланцев И. П. О химическом составе самородного золота из месторождений Центрального Алдана	114
Берман Ю. С., Стружков Ф. Э. Самородные серебро и золото в близповерхностном золото-серебряном месторождении Охотско-Чукотского пояса	119
Некрасова А. Н. Типоморфизм самородного золота одного из близповерхностных золото-серебряных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса	127
Гребенчиков А. М., Николаева Л. А. Особенности состава золота близповерхностных золоторудных проявлений Казахстана	130
Шер Л. С. Особенности распределения золота различной пробы на одном из месторождений Северного Казахстана	133
Зарембо Ю. Г., Алышева Э. И., Бочек Л. И., Кореннова Н. Г. Типоморфизм и генезис золота в вольфрамово-золотых рудах месторождения Центральных Кызулкумов	138
Семенко В. А. К характеристике самородного золота из рудопроявлений и россыпей Западного Приохотья	

**МИНЕРАЛОГИЯ
САМОРОДНЫХ
ЭЛЕМЕНТОВ**

Редактор Л. Е. Кириллова
Художник Г. П. Писарева
Техн. редактор В. Н. Дудина
Корректоры: А. Т. Кудрявцева,
Н. Н. Силяева

ВД 07038. Сдано в набор 26.05.1980 г.
Подписано к печати 23.IX.1980 г.
Формат 60×90/16. Усл. печ. л. 9,75.
Уч.-изд. л. 9,2. Тираж 500 экз.
Цена 1 руб. 40 коп. Заказ 2236.

Редакционно-издательский отдел
Дальневосточного научного центра
Академии наук СССР

690600, Владивосток, Ленинская, 50
Полиграфический комбинат Управ-
ления издательств, полиграфии и
книжной торговли Приморского
крайисполкома

Владивосток, Океанский пр., 69